DC 55 (05)

U.I.C.C
NOV 11 1976
LIBRARY

地質調査所月報

第 27 巻　第 8 号

目　次

報　文

柴田　賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫：長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトと K-Ar 年代 …… 1（509）

小野千恵子：岩石の平均化学成分とその図示 4. 本州（秩父）地向斜の泥岩……11（519）

小野美代子・小野寺公児：宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布について……27（535）

概　報

相原輝雄：諏訪湖南盆地におけるコーン貫入試験……47（555）

資　料

岸本文男（訳）：太平洋における鉄－マンガン団塊の賦存位置とその成因的意義……51（559）

講演要旨

第 125 回研究発表会

工業技術院地質調査所

昭和 51 年 8 月

地質調査所への連絡は

本　　所	〒213	神奈川県川崎市高津区久本 135	☎ (004) 866—3171
東京分室	〒162	東京都新宿区市ケ谷河田町 8 番地	☎ (03) 341—7131
北海道支所	〒060	北海道札幌市中央区南 1 条西18丁目29番地	☎ (011) 611—4465
東北出張所	〒980	仙台市本町 3 丁目 3 番 1 号（仙台合同庁舎内）	☎ (0222) 21—4701
名古屋出張所	〒460	名古屋市中区三ノ丸 2 丁目 5 番 2 号（名古屋通産局総合庁舎内）	☎ (052) 951—6416
大阪出張所	〒540	大阪市東区法円坂町 6 の25（大阪第 2 合同庁舎別館）	☎ (06) 941—5377
中国出張所	〒730	広島市上八丁堀 6 番30号（広島合同庁舎 3 号館）	☎ (0822) 21—1945
四国出張所	〒760	高松市番町 1 の10の 6（四国通産局内）	☎ (0878) 31—3254
九州出張所	〒815	福岡市南区大字塩原字アイゾ 497 の 2（通産省福岡総合庁舎内）	☎ (092) 551—6099

長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトと K-Ar 年代

柴田　賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫
SHIBATA, K.
AOKI, M.
KAWACHI, S.
YAMAZAKI, T.
KOBAYASHI, T.

地質調査所月報，vol. 27, no. 8, p. 509-517, 1976
1 illus., 1 pl., 5 tab.

中部日本の諏訪湖周辺に分布する石英閃緑岩類の分布と岩相の特徴を概観し，和田岩体で発見されたペグマタイト中の鉱物について記載した．ペグマタイト鉱物は，石英・正長石・アルバイト・アンデシン・黒雲母・角閃石を主とし，束沸石・イルメナイト・黄鉄鉱・緑泥石・モンモリロナイトなどを少量伴う．
ペグマタイトの黒雲母と正長石の K-Ar 年代は，7.3 m.y. と 7.0 m.y. であり，ペグマタイトが中新世末期に形成されたことを示す．

550.93:552.322:551.78(521.52)

岩石の平均化学成分とその図示　4.　本州（秩父）地向斜の泥岩

小野　千恵子
ONO, C.

地質調査所月報，vol. 27, no. 8, p. 519-533, 1976
3 illus., 3 tab.

すでに公表されている本州地向斜の泥岩の分析値のうち，すぐれた分析値と思われる 296 個を選定した．そして，その分析値分布地域を 10 の地質区に区分し，おのおのの地質区における算術平均値を計算し，本州地向斜全泥岩の算術平均値も計算した．また全分析値を Na_2O-K_2O 図にプロットした．そして各地質区の化学成分を相互に比較し，簡単な考察を加えた．

552.26:552.52

宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布について

小野美代子・小野寺公児
ONO, M.
ONODERA, K.

地質調査所月報，vol. 27, no. 8, p. 535-553, 1976
11 illus., 2 tab.

宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布と粒度・環境条件（酸化還元条件）との関連性を検討した．宍道湖は低炭素量・単純分布，中海は高炭素量・複雑な分布を示す．乾式燃焼法・酸化滴定法による分析値の比率から両湖の酸化還元条件が推定され，これと酸化還元電位分布型からみた条件とが一致する．炭素量と粒度との関係は，一般的には構成粒子が細かいほど炭素量が増大するといわれるが，中海の場合，粒度が一義的に炭素量を決めてはいない．シルト中の炭素は酸化還元条件に敏感で，条件により酸化あるいは保存されるのに対し，粘土中の炭素は比較的安定し，原試料の炭素量の地域性を特徴づけるのは，シルト中の炭素である．

551.481:551.313

AIHARA, T.

諏訪湖南盆地におけるコーン貫入試験

相原　輝雄

地質調査所月報，vol. 27, no. 8, p. 555-557, 1976
2 illus.

諏訪湖南東岸地域には腐植土層を主とする軟弱地盤が発達しているといわれているが，二重管式コーンペネトロメーターによるコーン支持力を測定の結果，山麓低地帯において腐植土層を主体とする軟弱層が表層から深度8m付近まで厚く堆積していることが分かった．これに対して山麓から離れた盆地の中央部付近では，相対的にコーン支持力の大きい砂質層が深度6m以浅にも挟在していると見られる．なお，山麓部における軟弱層のコーン支持力は $qc \fallingdotseq 0$ を示すことが多く，全国的にもまれな例といえよう．

624.13:622.24(521.52)

N. M. Strakhov
tr. KISHIMOTO, K.

太平洋における鉄-マンガン団塊の賦存位置とその成因的意義

N. M. Strakhov, 岸本文男（訳）

地質調査所月報，vol. 27, no. 8, p. 559-571, 1976
5 illus., 1 tab.

太平洋の Fe-Mn 団塊集積体は広大なハリスタチック域（北亜熱帯同域と南亜熱帯同域）の中央部に分布するが，とくに堆積速度 <3 mm/1,000年 の水域に賦存する．太平洋縁部の火砕層発達水域と南東部の噴気－堆積層発達水域の海底には Fe-Mn 団塊の濃集がみられない．これは現世堆積速度が大きいためである．当該団塊物質の起源は外因性のもので，内因性と考えると説明がつかない．太平洋とインド洋・大西洋の各 B/L^2 値の差は当該団塊集積状況の差に直接関連し，遠洋型 Fe-Mn 団塊生成作用の規制要素がそれからも推定できる．

553.31/.32(261)

報　文

550.93:552.322:551.78(521.52)

長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトと K-Ar 年代

柴田　賢*　青木 正博**　河内 晋平***　山崎 哲良****　小林 哲夫***

Description and K-Ar Age of Pegmatite in the Tertiary Quartzdiorite from Wada-mura, Nagano Prefecture, Central Japan

Ken SHIBATA, Masahiro AOKI, Shimpei KAWACHI,
Tetsuyoshi YAMAZAKI and Tetsuo KOBAYASHI

Abstract

The distribution and rock facies of quartzdiorite masses in the vicinity of Lake Suwa were reviewed, and a newly found pegmatite within the Wada mass was mineralogically described. Further, K-Ar age determinations were made on biotite and orthoclase from the pegmatite.

The pegmatite is composed of quartz, orthoclase (Or 75.4, Ab 22.9, An 1.8 mol%), albite (Ab 97.4, An 1.3, Or 1.3 mol%), andesine (Ab 69.3, An 23.8, Or 6.9 mol%), biotite and hornblende, associated with minor amounts of stilbite, ilmenite, pyrite, chlorite and montmorillonite.

K-Ar ages of biotite and orthoclase from the pegmatite are 7.3 and 7.0 m.y. respectively, indicating that the pegmatite was formed in the late Miocene.

1. まえがき

中部日本の諏訪湖周辺から北東にのびるいわゆるムラサメ帯（フォッサ・マグナ研究グループ，1958）には，主として緑色凝灰岩類中に迸入した，多数の花こう閃緑岩-石英閃緑岩体の存在が知られている．これらのうち，とくに諏訪湖周辺に分布する岩体の全てあるいは一部については，古くは本間（1931）によって検討が加えられ，また最近では沢村・大和（1953），小林（1955, 1957），長野県地学会（1962），飯島ほか（1963），河野・植田（1966），相馬（1967），UTADA (1973)，諏訪教育会（1975）などによってさまざまな分野から研究されてきた．

山崎ほか（1976）は，これらのうちの1つ（和田岩体）から，石英・正長石[1]・黒雲母・角閃石などからなる顕著なペグマタイト部を新たに発見，報告している．この報告では，この地域の石英閃緑岩体の分布・岩相などを概観（主として河内・山崎・小林が分担）し，とくに和田岩体中のペグマタイト鉱物の特徴（分担：青木）と，新たに決定された K-Ar 年代（分担：柴田）についてのべる．

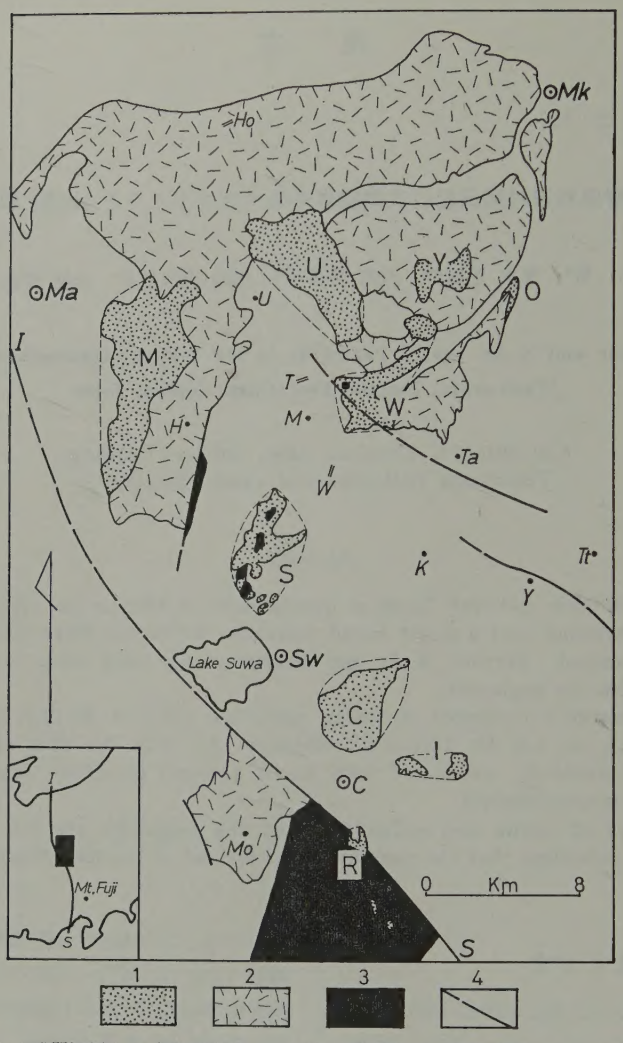
発表に当たり，御指導と御討議をいただいた東京大学湊秀雄教授，北海道大学橋本誠二教授，島根大学小林英夫教授，地質調査所矢島淳吉技官に厚く御礼申し上げる．また，野外調査について御教示いただいた東海大学第四高等学校武藤千年校長，薄片を製作していただいた北海道大学渡辺家隆氏，現地での宿泊について多大の御便宜をいただいた和田村の佐藤かけを氏に厚く御礼申し上げる．年代測定実験には地質調査所内海茂技官の御援助をいただいた．

2. 石英閃緑岩体の特徴の概観

第1図に石英閃緑岩類の分布を示す．これらは図のように主たる分布域によって，松本・美ガ原・余里（より）・落合・和田・下諏訪・茅野・大泉山－小泉山・その他の各

* 技術部
** 東京大学教養学部
*** 北海道大学理学部
**** 東海大学第四高等学校（札幌市南区南の沢）

1) マイクロクリンと記載したが訂正する．



1: 石英閃緑岩類 2: 緑色凝灰岩類 3: 三波川変成岩類 4: (推定) 断層
M: 松本岩体 U: 美ガ原岩体 Y: 余里岩体 O: 落合岩体 W: 和田岩体 (黒丸はペグマタイト脈産地) S: 下諏訪岩体 C: 茅野岩体 I: 大泉山-小泉山岩体 R: その他の岩体
I-S: 糸魚川-静岡線 *Ma*: 松本市 *Mk*: 丸子町 *Sw*: 諏訪市 *C*: 茅野市 *Ho*: 保福寺峠 *U*: 美ガ原 *T*: 扉峠 *H*: 鉢伏山 *M*: 三峯山 *W*: 和田峠 *Ta*: 鷹山 *Tt*: 蓼科山 *K*: 霧ガ峯 *Y*: 八子ガ峯 *Mo*: 守屋山

第 1 図 石英閃緑岩類分布図

岩体に 9 分される. これらの岩体の大きさ・主岩相・随伴岩相などの特徴を, まとめて第 1 表に示す. 表示のように, これらの岩体の主岩相は花こう閃緑岩・石英閃緑岩・閃緑岩・輝緑岩などからなり, 随伴岩相としては閃緑岩・ひん岩・輝緑岩・プロピライト・流紋岩・ドレライトなどを伴う. これら主岩相と随伴岩相とは, 互いに密接に伴いあい, 野外においてせまい範囲内で相互に漸移しあっている. このような特徴は, すでに UTADA (1973) によって指摘されているように, これらの岩体が, volcano-plutonic complex をなしていることを示している. これらの岩体中から, 和田岩体で見出されたようなペグマタイトは, まだみつかっていない.

3. 和田岩体とペグマタイト鉱物

和田岩体は和田村上和田付近から美ガ原にいたる野々入川沿い, 男女倉口および接待の上部にかけて, 3×6 km の北東にのびた形を示して分布する岩体である. 第 2 表に, 主として山崎ほか (1976) による和田峠付近の火山

第1表　石英閃緑岩類の特徴

岩体名（記号）	大きさ（km）	主岩相	随伴岩相	メモ
松本岩体（M）	5×12	中ないし粗粒 花こう閃緑岩－角閃石黒雲母石英閃緑岩	角閃石閃緑岩 ひん岩	塩基性捕かく岩に富む
美ガ原岩体（U）	4×8	中ないし粗粒 角閃石黒雲母花こう閃緑岩－石英閃緑岩	ひん岩	塩基性捕かく岩に富む
余里岩体（Y）	2×3	細粒 角閃石石英閃緑岩	輝緑岩 プロピライト	主岩相の一部，岩脈を形成
落合岩体（O）	0.8×2	細ないし中粒 石英閃緑岩－角閃石閃緑岩	輝緑岩 流紋岩	主岩相の一部，岩脈を形成
和田岩体（W）	3×6	細ないし粗粒 黒雲母花こう閃緑岩－角閃石石英閃緑岩	輝緑岩・ドレライト ひん岩・プロピライト	ペグマタイト脈 {7.3 m.y.（黒雲母） {7.0 m.y.（正長石） 8.6 m.y.（男女倉口）
下諏訪岩体（S）	2×7 ほか	細ないし中粒 黒雲母花こう閃緑岩－石英閃緑岩	輝緑岩 ひん岩 プロピライト	——
茅野岩体（C）	4×5	細ないし粗粒 角閃石黒雲母花こう閃緑岩	——	8.5 m.y. アプライト脈を伴う
大泉山－小泉山岩体（I）	0.14×2	細粒・輝緑岩	石英閃緑岩	——
その他の岩体（R）	0.1×1.6 ほか	中ないし粗粒 黒雲母花こう閃緑岩	——	——

表中の輝緑岩は，輝石・石灰質斜長石からなる完晶質オフィティック組織の岩石．
メモ欄の数字は K-Ar 年代．

第2表　和田峠付近火山岩類の層序

時代		層序（層厚 m）	火成岩類・同位体年代など
第四紀洪積世		霧ガ峯火山岩類（300＋）	
		和田峠火山岩類（400）	0.71–1.35 m.y.[1]
		美ガ原－鷹山火山岩類（900）	1.20–1.58 m.y.[2] （塩嶺・美ガ原安山岩）
新第三紀	鮮新世	八丁倉沢層（300）	
		仏岩火砕岩（150＋）	—鷹山断層
	中新世	小滝山火山岩類（500）	—石英閃緑岩類 和田岩体（唐沢石英閃緑岩） {7.3 m.y.[3] {7.0 m.y.[4]} 仙道沢口ペグマタイト 8.6 m.y.[3] 男女倉口 茅野岩体 8.5 m.y.[3]
		松沢緑色凝灰岩類（600＋）	

1）黒曜石のフィッション・トラック年代
2）安山岩（全岩）の K-Ar 年代
3）黒雲母の K-Ar 年代
4）正長石の K-Ar 年代

岩類の層序を示す．表中の松沢緑色凝灰岩類と小滝山火山岩類は，長野県地学会（1962）では，グリン・タフ相である守屋累層あるいは内村累層とほぼ同時代と考えられる地層である．この和田岩体（山崎ほか（1976）の唐沢石英閃緑岩）は，これらを貫き，一部では接触変成を与えている．この表にはまた，参考のため，和田岩体男女倉口および茅野岩体（河野・植田，1969），塩嶺（えんれい）—美ガ原安山岩（MOMOSE et al., 1966; 兼岡・小嶋，1970）および和田峠火山岩類（KANEOKA, 1969; 鈴木，1969; KANEOKA and SUZUKI, 1970; 鈴木，1970; SUZUKI, 1970）などの同位体年代をも示した．

この岩体の南部には，北西－南東方向に鷹山断層が走り（第1図参照），断層線付近では多数の破砕帯が発達しており，風化がはげしい．岩石は灰ないし暗灰色，ときに桃色，細ないし粗粒の黒雲母花こう閃緑岩－角閃石石英閃緑岩からなり，ところによって黒色細粒の輝緑岩・ドレライト，暗緑色細粒のひん岩やプロピライトに移化している．粗粒岩の角閃石は1 cm を超える．岩体全体をつうじて，暗色楕円形のオートリスが普遍的に含まれており，ときに径 20 cm に達する．黄鉄鉱鉱染は強弱はあるが各地で認められる．ここでとくに，ペグマタイト鉱物が見出された和田川沿いでは，粗粒の黒雲母花こう閃緑岩中に，幅 4 m までのアプライト脈（走向・傾斜は EW・N50°，N45° W・直立など）多数が発達している．なお，河野・植田（1966）は，この岩体の南東部・男女倉口の試料から 8.6 m.y. という K-Ar 年代を報告している．

ペグマタイト鉱物は，和田川の上流・仙道沢の入口から約 50 m 下流（第1図黒丸地点，36°10′38″N, 138°09′29″E）・左岸の崩壊部中から見出された（山崎ほか，1976）．この付近の母岩は，主として角閃石黒雲母石英閃緑岩からなり，せまい範囲で暗緑灰色細粒の完晶質プロピライトまで岩相が変化している．ペグマタイト鉱物採集地点すぐ横には，幅1 m，走向・傾斜 N60°E・S20° のアプライト脈があり，石英・アンデシン・アルバイトなどからなり，モンモリロナイトを伴う．しかし，Plate（後述）に示したような大型の黒雲母などからなる脈部そのものは，露頭としてはまだ見出されていない．このため，母岩から脈部への移行の様子を直接観察することはできないが，この地点での転石による観察では，1) 石英閃緑岩からシャープにペグマタイト脈に移行している場合；2) 幅約 20 cm の範囲で 80%（容量）以上，5 mm 大の角閃石（残り約 20% は斜長石・石英および極微量の黄鉄鉱など）からなる岩石を形成し，ついで，脈側に向かってまた次第に斜長石量が増加し，角閃石と斜長石がほぼ 50% ずつとなったところで，長さ・幅ともに約 1 cm の角閃石帯をへだてて，やや大型（厚さ 1 cm・幅 5 cm）の黒雲母・正長石・石英などからなるペグマタイト脈に移行している場合；3) 2) にのべた角閃石に富む部分から，ほとんど斜長石（アンデシン）のみからなり，ごく少量の正長石・黄鉄鉱と束沸石を伴う，幅 30 cm，中粒の優白岩を形成している場合，などがある．この場合は，さらに内側に，より大型のペグマタイト鉱物が形成されていると考えられる．なお，今回の年代決定は，黒雲母については上述 2) のやや大型の試料で，正長石については崖錐状堆積物中から採集した巨晶によって行われた．

4. 鉱物の同定・分析法および K-Ar 年代の測定法

ペグマタイト産諸鉱物の同定は，主としてX線粉末法により，補助手段として化学分析を行い，裏付けとした．分析操作の概要は，サンプルの粗砕→手選→微粉末化→X線による同定と不純物のチェック，という順序で行った．

次に，珪酸塩鉱物は粉末を3分し，

サンプル 1: H_2SO_4・HF により分解後，原子吸光法で CaO・MgO・MnO・Fe_2O_3 (total Fe)・Al_2O_3，炎光法で Na_2O・K_2O，比色法で TiO_2 を定量．

サンプル 2: Na_2CO_3 とともに融解後，脱水重量法で SiO_2 を定量．

サンプル 3: 熱天秤により H_2O^+・H_2O^- を定量．

イルメナイトは，硫酸水素カリで融解し硫酸酸性溶液として，比色法で TiO_2・SiO_2 を，原子吸光法で MgO・MnO・Fe_2O_3 (total Fe)・Na_2O・K_2O・CaO・Al_2O_3 を定量した．

使用装置は島津 MAF 原子吸光・炎光分析装置，島津ボシュロムスペクトロニック 20 比色計，島津 DT 20 B 熱天秤である．

K-Ar 年代測定はペグマタイトから分離，精製した黒雲母および正長石について実施した．鉱物中のアルゴン抽出・精製は石英-パイレックスガラス製の高真空装置内で行い，試料を約 1,300°C で 20 分間加熱，チタンスポンジでガスを精製した．アルゴン同位体比の測定は Reynolds 型質量分析計を用いて静作動方式で行った．カリウムの定量は原子吸光法によった．

年代の計算に用いた定数は，$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}/y$，$\lambda_\varepsilon = 0.584 \times 10^{-10}/y$，$^{40}K/K = 0.0119$ atom % である．年代に伴う誤差は，カリウムとアルゴンの定量に伴う誤差にもとづいて推定されたもので，1σ の値として示した．

5. ペグマタイト鉱物の特徴

採集したペグマタイト産鉱物の特徴は以下のとおりである．

石英：乳白色，半透明．正長石の間隙をうめて多産．一部は晶洞中に小自形を呈する．なお，前者の石英中の包有物の充塡温度の測定値は 310-320°C である（山崎ほか，1976）．

正長石：淡紅灰色または白色．最も多量．塊りとして最大のものは径 50 cm，結晶面またはへき開面の大きさは最大 5×20 cm に達する（Plate）．化学成分（mol %，以下同じ．分析法は前述）は，Or 75.4・Ab 22.9・An 1.8．なお，この正長石のごく一部に，小型のレンズ状あるいは網状に特徴ある青い閃光を呈する部分が認められる．その部分の化学成分は，Or 69.3・Ab 30.7・An 0.0．石英との文象構造は見出されていない．

アルバイト：白色．正長石の間隙をうめ，あるいは石英・正長石中の晶洞に産する．化学成分は，Ab 97.4・An 1.3・Or 1.3．

アンデシン：白色．ペグマタイト脈の縁辺部で正長石と共生．化学成分は，Ab 69.3・An 23.8・Or 6.9．

黒雲母：石英・正長石とともに多産．黒色・六角板状の自形あるいは核に正長石を含んで特徴ある三角錐をなすことが多い（Plate 参照）．単結晶として最大のものは長径 20 cm．

角閃石：緑黒色．鏡下で緑色．単結晶として最長 6 cm に達する．既述 3）の優白岩に接する角閃石帯の角閃石の化学成分を第 3 表に示す．化学成分から推して普通角閃石と同定してよいであろう．

第 3 表　角閃石の化学成分

（分析：青木）

	wt %			
SiO_2	44.30	Si	6.44	8.00
TiO_2	2.62	Al	1.56	
Al_2O_3	9.49	Al	0.07	4.62
Fe_2O_3	11.10	Ti	0.29	
MnO	0.48	Fe^{+2}, Fe^{+3}	1.21	
MgO	13.82	Mn	0.06	
CaO	12.70	Mg	2.99	
Na_2O	1.47	Ca	1.98	2.50
K_2O	0.59	K	0.11	
H_2O^+	2.60	Na	0.41	
H_2O^-	0.41	OH	2.92[1]	
Total	99.58			

1）角閃石として多すぎるのは多少風化しているためであろう．

束沸石：白ないし淡褐色．正長石・石英中に細脈を形成．既述 3）の優白岩中のものは，透明な淡黄色を呈し，放射状の小集合体をなす．化学成分は Ca の端成分に近い．

イルメナイト：黒色．亜金属光沢．角閃石に伴う．化学成分を第 4 表に示す．

第 4 表　イルメナイトの化学成分

（分析：青木）

TiO_2	47.00 wt %
FeO[1]	42.60
MnO	2.73
MgO	1.07
SiO_2[2]	5.50
Total	98.90

1）全鉄を Fe_2O_3 として求め，FeO に換算
2）石英

黄鉄鉱：黄色．金属光沢．小結晶として角閃石に富む部分および晶洞中などに散在．

緑泥石：淡緑色．つよい光沢を示す．アルバイトとともに石英・正長石中の晶洞に産出．

モンモリロナイト：淡桃色．正長石中の晶洞に産出．

なお，以上のほか，この付近の石英閃緑岩の孔隙中には α-石英，節理面沿いには菱沸石（無色透明，自形），黄鉄鉱・磁硫鉄鉱などが認められる．

6. 年代測定結果の考察

和田岩体で発見されたペグマタイトの K-Ar 年代測定結果を第 5 表に示した．黒雲母の年代は 7.3±0.6 m.y.，

第 5 表　和田村産ペグマタイトの K-Ar 年代

鉱物	K_2O (%)	^{40}Ar rad (10^{-6} cc STP/g)	大気アルゴン混入率 (%)	年代 (m.y.)
黒雲母	9.01, 9.17	2.19	75.9	7.3±0.6
正長石	12.94, 12.65	2.98	64.2	7.0±0.4

正長石のそれは 7.0±0.4 m.y. である．深成岩中のカリ長石の K-Ar 年代は，共存する黒雲母の年代より若い場合が多いといわれる（例えば Wetherill et al., 1955）．今回の測定結果もその傾向を示している．しかし，測定誤差を考慮すると，2 つの年代 7.3 m.y. と 7.0 m.y. との間に有意の差があるとはいいがたい．

Dalrymple and Lanphere (1969) は 95% の信頼度をもって 2 つの年代値の間に有意の差があるというためには，みかけの年代差が次の式で表わされる Critical Value より大きくならなければならないとしている．

$$C.V.=1.96\left(\frac{\sigma_1^2}{n_1}+\frac{\sigma_2^2}{n_2}\right)^{1/2}$$

ここで，σ_1, σ_2 は 2 つの年代値の標準偏差，n_1, n_2 は測定回数である．これを今回の測定結果にあてはめると，C.V. は 20% となり，2 つの年代値の間に 1.5 m.y. 以上の差がないと，95% の信頼度をもって有意の差があるとはいえないことになる．いずれにせよ，黒雲母と正長石の年代の間には有意の差は認められないといえる．

河野・植田 (1966) はこのペグマタイトが発見された和田岩体の南東部の岩石について 8.6 m.y.，また茅野岩体について 8.5 m.y. という黒雲母の K-Ar 年代を報告している．ペグマタイトはおそらく和田岩体の最末期に形成されたものであろうから，ペグマタイト鉱物の年代が石英閃緑岩の黒雲母年代よりやや若いのは一応うなづける．そこで，ペグマタイトと石英閃緑岩の年代との間に有意の差があるかどうかをたしかめるため，前述の C.V. を計算してみた．ペグマタイトを 2 回測定したことにしてその年代を 7.2 m.y. とし，年代誤差を 7% としてみると，C.V. は 17%，すなわち約 1.4 m.y. となり，かろうじて，95% の信頼度をもって有意の差があるといえることになる．

和田岩体は，この地域の他の石英閃緑岩体と同じく，volcano-plutonic complex をなしているとみられるから，深成岩に属する部分でも比較的浅所に貫入・固結したものと推定される．したがって求められたペグマタイト鉱物の K-Ar 年代は，そのままペグマタイト形成の時代を示すものと判断してよかろう．

ところで，ペグマタイト鉱物の 7.3 m.y., 7.0 m.y. という年代は Ikebe et al. (1972) の新第三紀の Time-Scale (中新世: 23-6 m.y.) によれば，中新世末期ということになる．和田岩体は松沢緑色凝灰岩類を貫き，これに熱変成を与えている．そして仏岩火砕岩，八丁倉沢層，美ガ原-鷹山火山岩類などによって不整合におおわれている．松沢緑色凝灰岩類は守屋累層あるいは内村累層 (長野県地学会，1962) とほぼ同時代の地層であり，その時代は中新世前期から中期に属している．八丁倉沢層は鮮新世あるいは第四紀とみられるが確実な証拠はない．美ガ原-鷹山火山岩類については，1.20-1.58 m.y. という K-Ar 年代測定結果がある (Momose et al., 1966)．以上の事実は今回測定されたペグマタイトの K-Ar 年代と矛盾するものではない．

今回の K-Ar 年代測定値は，池辺ほか (1973) によると小川期に相当する．石英閃緑岩類の貫入時期については，従来別所期・小川期の 2 つの考えがあった．前者は小林 (1957)・歌代ほか (1958) に代表される．彼らは青木累層基底の礫岩中に緑色火山岩起源の礫が存在することから，後背地の隆起・削はくを想定し，この別所期末期の褶曲運動にともなって石英閃緑岩類が貫入したと考えた．とくに小林はひん岩類の野外観察から，変動時の貫入を重視し，この一連の運動にたいして“別所フェーズ”と命名した．なお小川累層を貫くひん岩類については，岩質が異なることから新期のものと考えている．

一方，後者の例としては，古くは本間 (1931) の考えがある．彼は石英閃緑岩体・小貫入岩体 (別所期以前の地層を貫く酸性の石英斑岩・ひん岩類) それに小川累層中の酸性噴出物を一体のものとしてとらえ，小川期貫入と考えた．なお，やや塩基性のひん岩類は，別所期よりも新期の地層中に多く，酸性のものとは区別し，柵期の塩基性の活動に対応させている．杉山ほか (1973) は，従来の標準層序に疑問をいだき，再定義しなおしたが，石英閃緑岩類の貫入時期については本間と同じ論拠から小川期としている．このようにとらえれば，得られた K-Ar 年代は池辺ほか (1973) の小川期と一致することになる．

ところで今までの議論では，ひん岩類のとらえ方にあいまいな点がある．北部フォッサ・マグナではひん岩類は大局的にみると石英閃緑岩類の周辺部に分布しており，本間の指摘した岩質上の差異をこえて，石英閃緑岩類の浅所相として考えてもよいように思われる．この地域のひん岩類の研究は少なく，火山－深成活動の一部としてとらえた岩石学的研究としては本間 (1931) がある．そのほかには，林ほか (1956)・歌代ほか (1958, 1959) などがある．

いずれにしても，石英閃緑岩類との関連でとらえたひん岩類の地質学的・岩石学的な研究と同位体年代測定が必要とされる．石英閃緑岩類の貫入は構造発達史上重要な問題であり，今後は“別所フェーズ”の内容をふくめて，より総合的に検討されねばならないだろう．

7. ま と め

中部日本の諏訪湖周辺に分布する石英閃緑岩類の分布と岩相の特徴を概観 (第 1 図・第 1 表) し，和田岩体で発見されたペグマタイト中の鉱物 (Plate) について記載した．さらに K-Ar 年代を決定した．

1: ペグマタイト中の鉱物は，石英・正長石 (Or 75.4・Ab 22.9・An 1.8, mol %, 以下同じ)・アルバイト (Ab 97.4・An 1.3・Or 1.3)・アンデシン (Ab 69.3・An 23.8・Or 6.9)・黒雲母・角閃石 (化学成分第 3 表) などを主とし，束沸石・イルメナイ

ト（化学成分第4表）・黄鉄鉱・緑泥石・モンモリロナイトなどを少量伴う．

2: ペグマタイトの黒雲母と正長石の K-Ar 年代は，7.3 m.y. と 7.0 m.y. であり，ペグマタイトが中新世末期に形成されたことを示す．

文　献

DALRYMPLE, G. B. and LANPHERE, M. A. (1969) *Potassium-argon dating*. 258 p., Freeman, San Francisco.

フォッサ・マグナ研究グループ（1958） フォッサ・マグナの構造的意義．地球科学，no. 37, p. 29-33.

林　等・伊佐早晋・新田義信・水品静雄・山岸いくま・歌代　勤（1956） 信州，別所・青木地方の地質．地質雑，vol. 62, p. 388.

本間不二男（1931） 信濃中部地質誌．209 p.，信濃教育会上田小縣部会．

飯島南海夫・山岸いくま・甲田三男・石和一夫（1963） 上田小縣誌，第四巻，自然編・地質．上田小縣教育会，p. 61-252.

IKEBE, N., TAKAYANAGI, Y., CHIJI, M. and CHINZEI, K. (1972) Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan —An attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, vol. 4, p. 39-78.

池辺展生・高柳洋吉・千地万造・鎮西清高・池辺穣・中世古幸次郎・柴田　賢（1973） 日本新第三系対比試案．地質学論集，no. 8, p. 215-219.

KANEOKA, I. (1969) The use of obsidian for K-Ar dating. *Mass. Spectr.*, vol. 17, p. 514-521.

——— and SUZUKI, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 76, p. 309-313.

兼岡一郎・小嶋　稔（1970） 日本の火山岩の放射性元素年代．火山，2 集，vol. 15, p. 10-21.

河野義礼・植田良夫（1966） 本邦産火成岩の K-A dating (IV)——東北日本の花崗岩類——．岩鉱，vol. 56, p. 41-55.

小林国夫（1955） 長野県諏訪湖西方鉢伏山付近の地質．長野県地質調査報告，p. 155-171.

———（1957） フォッサ・マグナ地域の構造発達史．44 p.，地団研松本支部．

MOMOSE, K., KOBAYASHI, K., YAMADA, T., OZIMA, M. and KANEOKA, I. (1966) Radiometric age of lava flows of the Enrei formations in central Japan (1). *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 1, p. 93-96.

長野県地学会（1962） 20 万分の1長野県地質図説明書．78 p.，内外地図．

沢村孝之助・大和栄次郎（1953） 5 万分の 1 地質図幅説明書「諏訪」．45 p.，地質調査所．

相馬恒雄（1967） 諏訪湖北部の地質と岩石——特に守屋変成岩と第三紀深成岩について——．富山大教育紀要，no. 15, p. 91-100.

杉山隆二・渡辺晃二・矢口良一・小野和行（1973） 長野県鹿教湯温泉周辺の新第三系と変質作用．地質学論集，no. 9, p. 203-213.

諏訪教育会（1975） 諏訪の自然誌，地質編．531 p.，信教印刷．

鈴木正男（1969） フィッショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定（第 I 報）——石器時代黒曜石製石器の原産地推定に関する基礎的研究——．第四紀研究，vol. 8, p. 123-130.

———（1970） フィッショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定（第 II 報）——本州中部，伊豆諸島産出の黒曜石について——．第四紀研究，vol. 9, p. 1-6.

SUZUKI, M. (1970) Fission track ages and uranium contents of obsidians. *J. Anthrop. Soc. Nippon*, vol. 78, p. 50-58.

UTADA, M. (1973) The types of alteration in the Neogene sediments relating to the intrusion of volcano-plutonic complexes in Japan. *Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 23, p. 167-216.

歌代　勤（1955） 信州・内村地域．日本地質学会 62 年総会演旨，地質雑，vol. 61, p. 313-314.

———・稲葉　明・林　等・山岸いくま（1958） フォッサマグナ帯における内村地域の堆積作用と造構運動．新生代の研究，no. 26, p. 16-23.

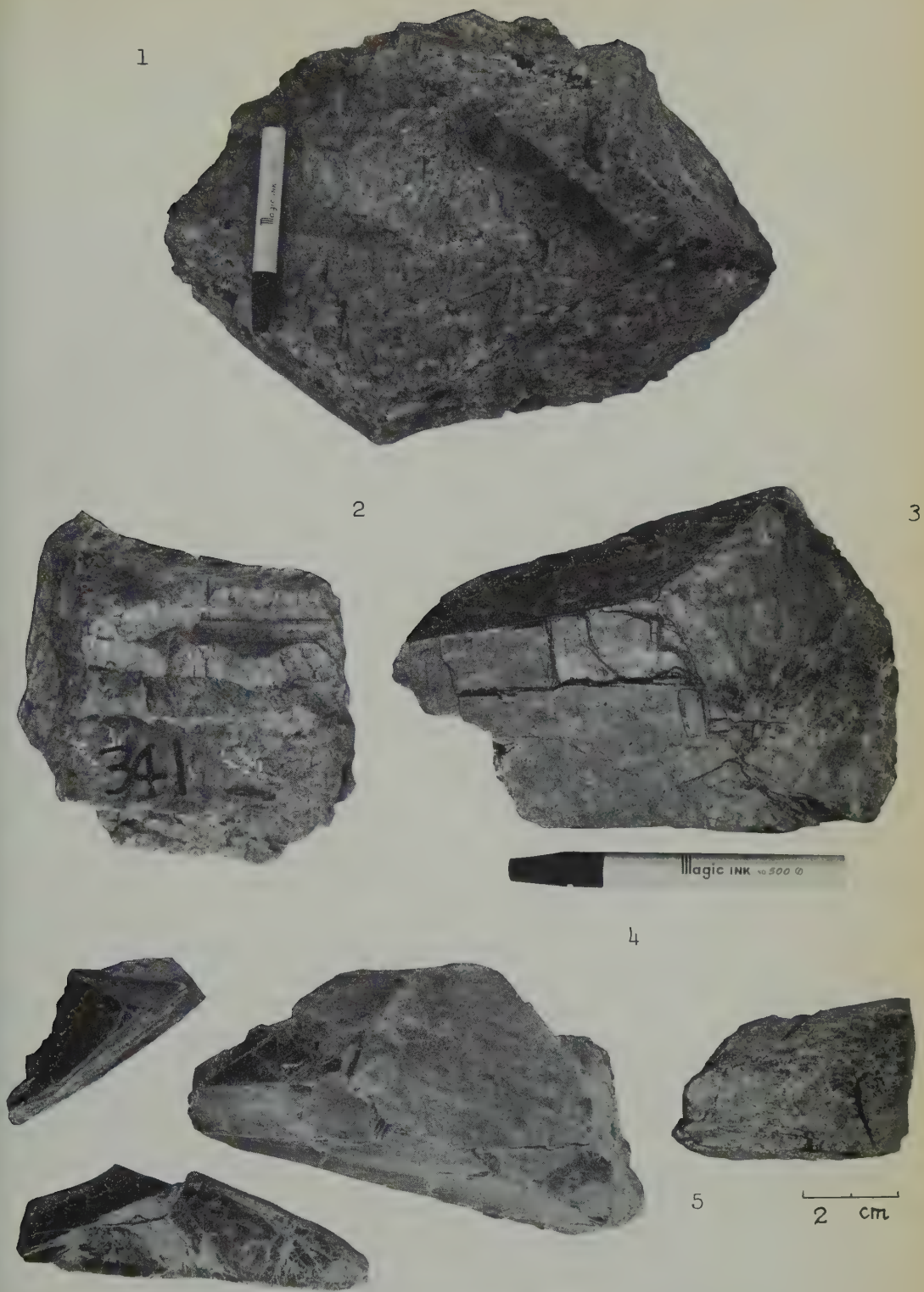
———　・———・———・高野武男・小林忠夫・渡辺　勇（1959） 長野県内村地方の迸入岩類について——フォッサマグナ内村団体研究，その IV——．新潟大教育高田研究

紀要, no. 4, p. 118-131.

WETHERILL, G. W., ALDRICH, L. T. and DAVIS, G. L. (1955) Ar^{40}/K^{40} ratios of feldspars and micas from the same rock. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 8, p. 171-172.

山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976) 長野県和田峠付近の地質と岩石. 地質雑, vol. 82, p. 127-137.

(受付: 1976年2月19日; 受理: 1976年3月13日)



採集されたペグマタイト鉱物

1・2: マイクロクリン　3・4: 黒雲母　5: 角閃石　なお，2・4 は同一縮尺

552.26:552.52

岩石の平均化学成分とその図示

4. 本州（秩父）地向斜の泥岩

小野 千恵子*

Average Chemical Compositions of Rocks and their Graphic Representation

4. Mudstone of the Honshu Geosyncline

Chieko ONO

Abstract

Nearly three hundred analyses, already reported, of mudstone (claystone and siltstone) in the Honshu Geosyncline are compiled and their averages are calculated. The Honshu Geosyncline is a thick pile of late Paleozoic to early Mesozoic age, and constitutes the fundamental framework of the Japanese Islands. It is known that the larger part of the geosyncline is of eugeosynclinal character but some parts, e.g., the South Kitakami belt, etc. are rather miogeosynclinal.

The sample localities dealt in this paper are classified into ten geotectonic units or geological provinces (Fig. 2). Arithmetic average compositions of the mudstone in each unit are calculated (Table 2) and Na_2O-K_2O diagrams are drawn (Fig. 3 (1-9)).

The mudstone of the Chichibu belt is rich in Na_2O, and that of the Hitachi and South Kitakami belt is rich in Fe_2O_3+FeO and poor in SiO_2 and K_2O.

Several mudstones (SiO_2: 40-50%) in some provinces show lateritic nature.

要 旨

すでに公表されている本州地向斜（広域変成帯を除外する）の泥岩[1]の主化学成分分析値約300個を集計・検討した．まず分析値分布地域を10の地質区に分割し，各地質区毎の算術平均成分を計算し，Na_2O-K_2O図を作った．また全泥岩の算術平均値も計算した．そして以上に関して，若干の考察を加えたが，その最も特筆すべき点は以下のようである．1）飛騨外縁帯・日立帯・南部北上帯には，ラテライト質と思われる特殊な泥岩が存在する．2）三郡帯・美濃帯と，秩父帯・南部北上帯とはNa_2O, K_2Oに関しては，性質が異なっている．前者2帯の泥岩の大半は$Na_2O<K_2O$であり，後者2帯の泥岩には$Na_2O>K_2O$のものが多い．

1. はじめに

このシリーズの論文1, 2, 3で火成岩・堆積岩・地殻全体の平均値に関して記述し，その際に使用したコンピューター・プログラムについて説明した（丹治・他，1974，1975；小野・他，1975）．今回以後の報文では，日本に分布する種々の岩石の平均値を取りあつかう予定で，今回はいわゆる本州地向斜（秩父地向斜）の泥岩である．これは，これまで古生層としていたものであるが，最近，このなかから三畳紀型コノドントが各地で産出されているので，この報文では標題のような表現にした．

本州地向斜堆積層は，日本全体の約12%の露出面積を占め（小野・礒見，1967），日本の地質の基礎となっている．したがって，それらのうちでも最も広く分布する泥岩の化学組成の検討が地質学的に大きな意味を持っている．

この線に沿った研究として，原村寛・都城秋穂の一連の先駆的な報告があり（原村，1961 a, b；1962；都城・原村，1962；MIYASHIRO and HARAMURA, 1966），樽谷俊和・小倉次利(1966)，稲積章生(1971, 1975)，IWAO, S. (1973)も同様の問題を追求している．また片田正人・礒見博・大森えい・山田貞子も木曾山地や北上山地の

* 地 質 部

1) 粘土岩（Claystone）およびシルト岩・頁岩・スレートと呼ばれているものを含む．

堆積岩の化学的性質を検討しており (KATADA et al., 1963 a, b; 1964; 片田・他, 1971), さらに神戸信和・他, 筆者・片田正人による北上山地堆積岩類の報告もある (神戸・他, 1969; 片田・小野, 1968; 1969; 小野・片田, 1970).

今回の論文の目的は, 北上山地で行ったのと同じ方法で, すでに学会誌などに公表されている日本各地の泥岩の約 300 個の分析値を集録し, 計算・図化し, 地質区毎の成分の特徴を見出すことと, 全国の泥岩の平均値を知ることである.

この報告の各分析試料採取地点の所属地質区・地質時代に関しては地質部吉田尚技官の, 化学成分の選定に関しては片田正人技官の御教示によるものである. また太田良平技官からも数々の御助言をいただいた. 以上の方方に深く感謝する次第である.

2. 分析値およびデータソース

古期泥岩分析値は, 従来は変成岩研究などに付随して行われたものが多く, 堆積岩そのものの研究用に分析したものは, 数が多くない. したがって, ここでは, 変成岩研究のための分析値のうち, 原岩が判別できる程度の低変成度の変成岩のものもとりあげた. 変成岩の場合はもちろん Fe_2O_3/FeO 比や H_2O, CO_2 の量などが非変成岩と異なっているであろうが, この点は無視した.

利用した分析値は以下のような基準をもうけて選定した.

1. 結晶片岩・片岩とされた岩石の分析値は原則として除外した. しかし領家帯低変成部や北上山地接触変成帯などで, 原岩の組織が強く破壊されていないと推定される試料は採用した.

2. 片麻岩, 大型斑状変晶が密集している接触変成岩, 捕獲岩と記載されているものは除外した.

3. 凝灰岩は除外した.

4. $SiO_2>75\%$, $SiO_2<40\%$, $CaO>4\%$, $MgO>4\%$ の成分を 1 つでも持つものは除外した.

5. Fe_2O_3, FeO の代わりに Total Fe_2O_3 としてあるもの, $H_2O\pm$ などがなくて Ig. loss となっているものは採用した.

6. TiO_2, MnO, CO_2, P_2O_5 が分析してなくても, Total>98% のものは採用した. しかし, SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O のいずれかが分析してない場合は除外した.

7. Total>101% あるいは Total<98% のものは除外した.

8. SiO_2 が 40-50% のものは, 特殊な泥岩とみなして, 一般のものとは区別した.

以上のようにして集録した分析値のデータソースを表示すると第 1 表のようになる. この表は, 分析試料位置図 (第 1 図) に対応するように分類してある.

3. 試料の採取地点および地質区による分類

試料採取地点は第 1 図に示される.

本州地向斜堆積層は, 構造区分や堆積地域のちがいによって幾つかの地質区に地域的に区分ができる. ここでは主として 200 万分の 1 日本地質構造図 (礒見, 1968), An outline of the geology of Japan (YOSHIDA ed., 1975) および吉田尚技官の談話を参考にして, 分析値の存在する地域を次のように分類した (第 2 図).

A 秩父帯
B 三郡帯 (中国帯)
C 美濃帯 (丹波帯・足尾帯・筑波帯を含む)
D 舞鶴帯
E 飛騨外縁帯
F 日立帯
G 南部北上帯
H 早池峰構造帯
I 北部北上帯
J 岩泉帯

これからわかるように, 分析値のある地域でも三波川変成帯・阿武隈変成帯は除外してある. 三郡帯 (中国帯) は三郡変成岩およびそれに伴う非変成岩の分布帯であるが, ここでは非変成岩として扱われているものに関してだけ採用した. なお, 中国地方では, 三郡帯と美濃帯相当部との境界がかならずしも明白でないところもあるけれども, 今回の中国地方の分析値はすべて三郡帯のものとした.

なお, 本州地向斜堆積層は, いわゆる秩父古生層と呼ばれたものにほぼ一致するが, この堆積層の中から, 最近, 三畳紀型コノドントが発見されており, 一部に三畳系をふくむ可能性がある. また北上山地の岩泉帯は西南日本外帯の三宝山帯に比較されるものであるが, 広い意味で本州地向斜に含めることにした.

各地質区と, そこに分布する本州地向斜堆積物の時代と特徴の概略は次の通りである.

A 秩父帯: 西南日本外帯の, おもに二畳・石炭系を主とする優地向斜堆積物. コノドントによって一部三畳系とされている.

B 三郡帯: 西南日本内帯にあって, 上部古生界を原岩とする三郡変成岩と二畳・石炭紀の非変成地向斜堆積物. 中国帯ともよばれる.

第1表　分析値のデータソース

List of data source

第1図の番号	著者	年号	頁	表の番号	分析値の番号	地質区	備考
1	原村寛	1961	620	1（A）	1, 8, 11, 16, 17	秩父帯	
2	〃	〃	〃	〃	2, 7, 10	〃	
3	〃	〃	〃	〃	3, 12, 13, 15	〃	
4	〃	〃	〃	〃	4	〃	
5	〃	〃	〃	〃	5, 9, 14	〃	
6	〃	〃	〃	〃	6	〃	
7	〃	〃	672	〃	1-4	美濃帯	
8	〃	〃	〃	〃	5-7	〃	
9	〃	〃	673	2（A）	10-15	〃	
10	〃	1962	30	1（A）	1, 3, 4	〃	
11	〃	〃	〃	〃	2, 5	〃	
12	〃	〃	〃	〃	6, 9	〃	
13	〃	〃	〃	〃	7	〃	
14	〃	〃	〃	〃	8	舞鶴帯	
15	〃	〃	〃	〃	10, 13	〃	
16	〃	〃	〃	〃	11	〃	
17	〃	〃	〃	〃	12	美濃帯	
18	〃	〃	〃	〃	14	舞鶴帯	
19	〃	〃	〃	〃	15-18	三郡帯	
20	長谷川修三	1955	199	1	1, 2	南部北上帯	下部
21	HAYAMA, Y.	1964	331	1	1-3	美濃帯	
22	本間弘次	1963	6	3	7, 10, 12, 13	岩泉帯	
23	猪郷久義	1961	266	2	A, B, C, D	飛騨外縁帯	
24	稲積章生	1971	329	3	1, 2, 5-7	秩父帯	
25	〃	〃	〃	〃	3, 4, 8, 9	〃	
26	〃	〃	〃	〃	10	美濃帯	
27	〃	1975	515	1	1-10	三郡帯	
28	〃	〃	〃	〃	11-20	〃	
29	〃	〃	〃	〃	21-26	〃	
30	〃	〃	〃	〃	27-30	〃	美濃帯に属す可能性もある
31	〃	〃	〃	〃	31-38	〃	30 に同じ
32	〃	〃	〃	〃	39, 42, 43, 50, 53, 60, 61	〃	
33	〃	〃	〃	〃	44, 45	〃	30 に同じ
34	〃	〃	〃	〃	47, 49	〃	30 に同じ
35	〃	〃	〃	〃	62-66	〃	
36	〃	〃	〃	〃	67	〃	
37	岩生周一・他	1952	543		2	美濃帯	
38	IWAO, S.	1973	463	1	2	南部北上帯	
39	〃	〃	466	5	22	美濃帯	
40	〃	〃	〃	〃	23	〃	
41	〃	〃	〃	〃	26	〃	
42	神戸信和・他	1969	6	1	1-3, 7, 8	南部北上帯	上部
43	〃	〃	〃	〃	4	〃	〃
44	〃	〃	〃	〃	5, 6	〃	〃
45	KATADA, M. et al.	1963	90	1	1-6	美濃帯	

第1表 つづき

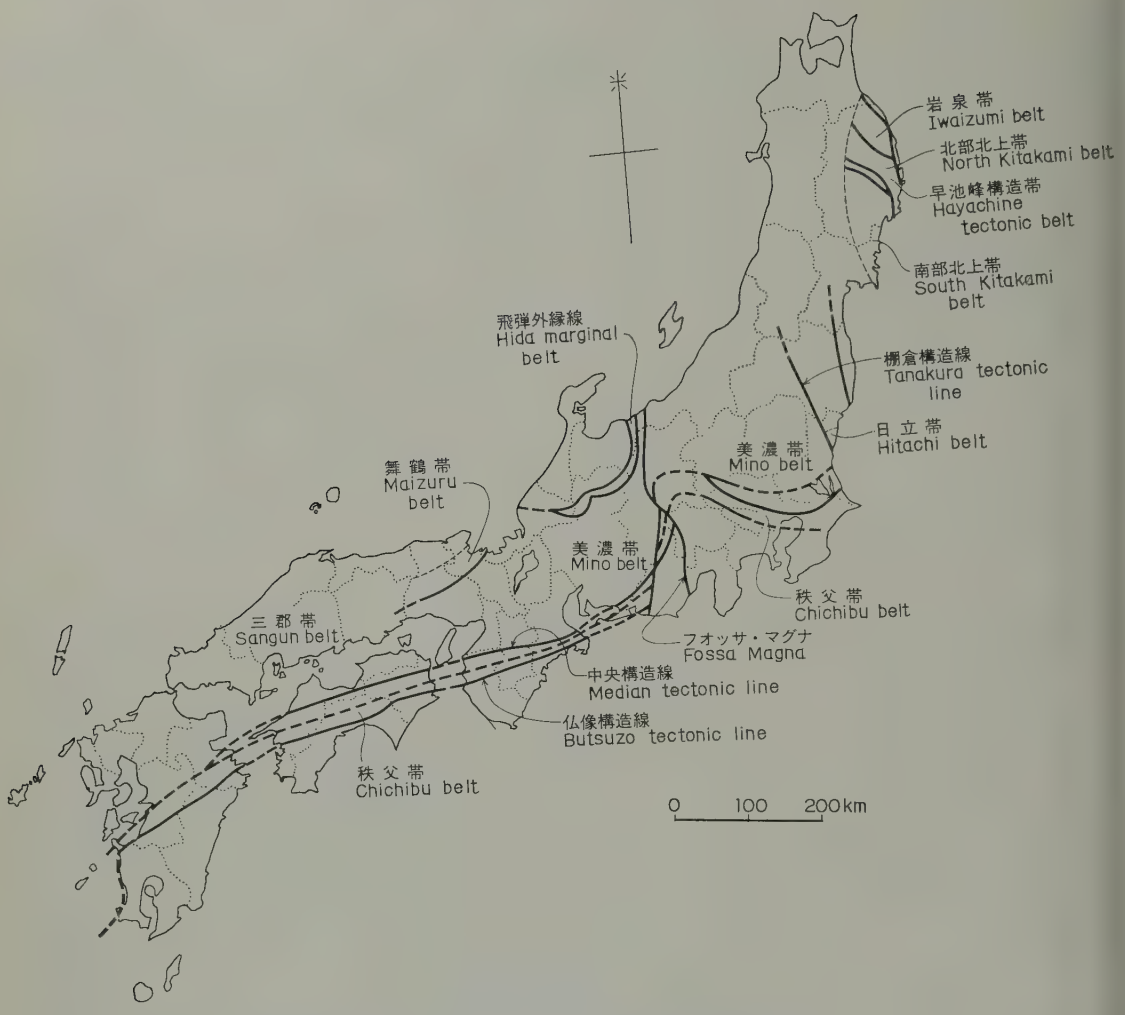
第1図の番号	著者	年号	頁	表の番号	分析値の番号	地質区	備考
46	KATADA, M. et al.	1963	90	1	7, 8	美濃帯	
47	〃	〃	〃	〃	9	〃	
48	〃	〃	〃	〃	10, 12, 13	〃	
49	〃	〃	〃	〃	14, 15	〃	
50	〃	〃	152	5	20	〃	
51	〃	〃	〃	〃	21, 22	〃	
	〃	1964	218	10	1-22	〃	C, CO_2 のみ
52	片田正人・他	1968	84	1	1, 2	早池峰構造帯	
53	〃	〃	〃	〃	3	北部北上帯	
54	〃	1971	137	2	5, 8	〃	
55	〃	〃	〃	〃	6, 7	〃	
56	〃	〃	〃	〃	9, 10	〃	
57	〃	〃	〃	〃	12	〃	
58	片田正人	未公表				南部北上帯	上部
59	〃	〃				〃	〃
60	〃	〃				〃	〃
61	〃	〃				〃	〃
62	〃	〃				岩泉帯	
63	〃	〃				〃	
64	河田学夫	1962	117	233	TN 6008	飛騨外縁帯	
65	河野義礼	1933	174	8		美濃帯	
66	KOIDE, H.	1958	275	113		〃	
67	近藤務	1966	435	6	1, 2	南部北上帯	上部
68	岡田茂	1956	693	1	A-E	北部北上帯	
69	大木靖衛	1958	4	1	1	美濃帯	
70	〃	〃	〃	〃	2	〃	
71	〃	〃	〃	〃	3, 7	〃	
72	〃	〃	〃	〃	4, 5, 6	〃	
73	OKI, Y.	1961	484	2	1	〃	
74	〃	〃	〃	〃	2	〃	
75	〃	〃	〃	〃	4	〃	
76	小貫義男	1969	83	8	12-16	南部北上帯	上部
77	〃	〃	〃	〃	17-21	〃	〃
78	大貫仁	1960	303	1	1, 2, 4	早池峰構造帯	
79	〃	1968	15	3	3, 4	南部北上帯	下部
80	榊原雄太郎	1963	32	3	III	美濃帯	
81	SEKI, Y.	1954	234	1	2	南部北上帯	下部
82	〃	〃	〃	〃	3, 5	〃	
83	〃	〃	〃	〃	6, 7	〃	
84	〃	1957	314	1	I, II	〃	
85	〃	〃	〃	〃	III, IV	〃	
86	〃	〃	322	9	I, V, VI	〃	
87	〃	〃	326	10	I	〃	
88	〃	〃	〃	〃	II	〃	
89		〃	〃	〃	III, IV	〃	
90	〃	〃	〃	〃	V, VI	〃	

第1表　つづき

第1図の番号	著者	年号	頁	表の番号	分析値の番号	地質区	備考
91	SEKI, Y.	1957	340	13	I, II, III	南部北上帯	
92	SHIMAZU, M.	1962	177	2	1, 2	岩泉帯	
93	〃	〃	181	4	1, 2	〃	
94	〃	〃	184	5	1, 3-6	〃	
95	鈴木醇	1928	101		1-4	日立帯	
96	鈴木富治	1929	512	2		〃	
97	竹内常彦・他	1964	52	2	1	南部北上帯	上部
98	樽谷俊和・他	1966	3	3	1, 2	秩父帯	
99	宇野達二郎	1961	233	3	1-6	美濃帯	
100	YAMADA, H.	1953	120	4	1-4	南部北上帯	上部
101	〃	〃	〃	〃	5	〃	〃
102	〃	〃	〃	〃	7	〃	下部
103	〃	〃	123	5	1-3	〃	上部
104	〃	〃	〃	〃	4-8	〃	下部
105	〃	〃	134	8	1-8	〃	〃

第1図　試料採取位置図

Localities of samples analysed.



第 2 図　広域変成帯をのぞいた本州地向斜の地質区分図

Geotectonic division of the Honshu Geosyncline excluding regional metamorphic belts.

C　美濃帯: 主として二畳系で，わずかに上部石炭系をふくむ優地向斜堆積物．丹波帯[2]・足尾帯・筑波帯および領家変成岩原岩を含む．コノドントにより一部三畳系とされている．

D　舞鶴帯: 三郡（中国）帯と美濃帯との境界部をつくり，中・下部二畳系や変成岩からなり，浅海成の三畳系に不整合におおわれる．

E　飛騨外縁帯: 飛騨変成帯の南側にそって分布する構造帯で，結晶片岩と非変成のデボン系－二畳系が断片的に細長い地帯に分布する．

F　日立帯: いわゆる日立古生層からなり，下部は火山岩の優勢な地層からなり，上部は石灰岩・粘板岩・砂岩・火山岩からなる．下部石炭系－二畳系．

G　南部北上帯: シルル系・デボン系・石炭系・二畳系からなり，石灰岩が各系に発達し，化石の産出も多い．地殻変動を示す堆積間隙がしばしば見いだされる．

H　早池峰構造帯: 南部北上帯と北部北上帯とを分ける構造帯で，火山岩の優勢な石炭系と，砂岩・泥質岩を主とする二畳系．

I　北部北上帯: 南部北上帯の石灰岩が優越する相とことなり，チャートが卓越した相を示す優地向斜堆積物からなる．上部石炭系－二畳系．

J　岩泉帯: 北部北上帯の外側に位置する優地向斜堆積物からなる．三畳系－ジュラ系．

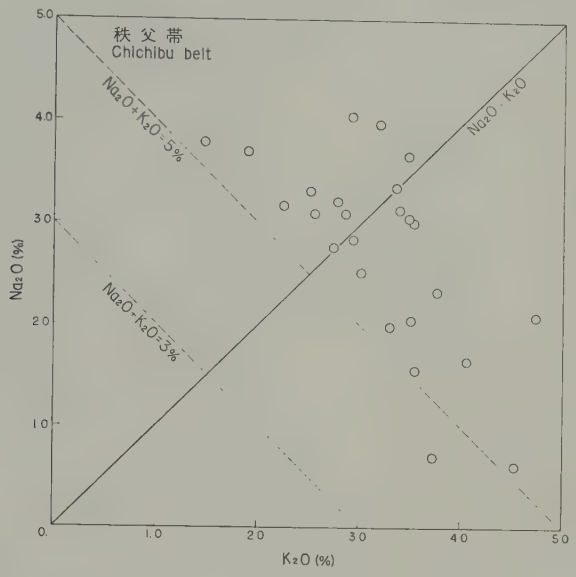
2)　現在のところ丹波帯についての資料はきわめて少ない．

4. 各地質区の泥岩の化学的特徴

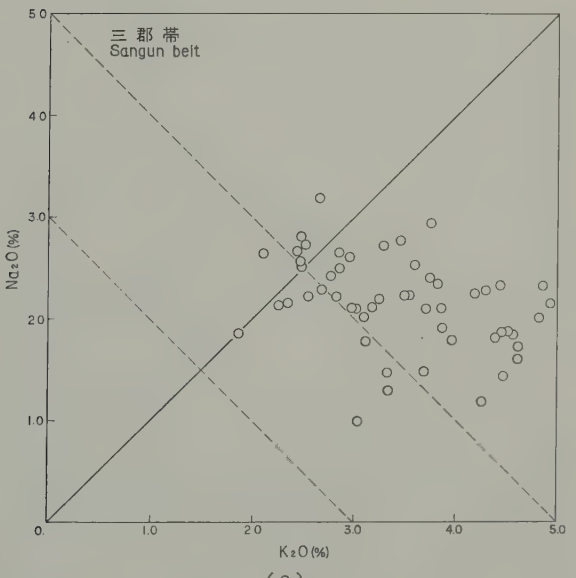
各地質区の泥岩の平均組成を第2表にあげる．また全泥岩の平均組成は第3表に，他の著者の計算による泥岩平均値とともにあげる．ここで“特殊泥岩”としたものは，SiO_2: 40–50% のものである．ただし各平均値には，この特殊泥岩も含まれている．

第3図は，分析値数の少ない舞鶴帯・飛騨外縁帯・早池峰構造帯をのぞいた分析値をプロットした Ka_2O–K_2O 図である．第2表と第3図では，南部北上帯を分析値の特徴からみて，かりに下部（石炭紀層と二畳紀坂本沢層）と上部（二畳紀叶倉層および登米層）に分けた．

第2表と第3図にもとづいて，分析数の少ない帯をのぞいた各帯の総体的な特徴を示すと次のようになる．



（1）



（2）

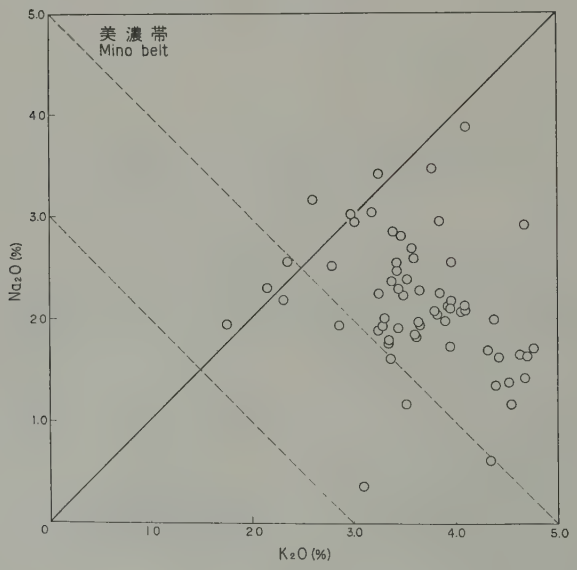
第3図（1-9） 7 地質区および特殊な泥岩の Na_2O–K_2O 図

Na_2O–K_2O diagrams for mudstones in seven geotectonic units and for mudstones with 40 to 50% of SiO_2.

第 2 表 10 地質区の
Average chemical compositions of

	A	B	C	D	E
	秩父帯 Chichibu belt	三郡帯 Sangun belt	美濃帯 Mino belt	舞鶴帯 Maizuru belt	飛騨外縁帯 Hida marginal belt
SiO_2	66.62 (27)	62.68 (59)	64.74 (66)	65.78 (5)	49.38 (5)
TiO_2	0.57 (27)	0.68 (59)	0.65 (66)	0.60 (5)	0.63 (5)
Al_2O_3	15.56 (27)	17.21 (59)	16.29 (66)	14.81 (5)	24.99 (5)
Fe_2O_3	1.66 (27)	1.45 (59)	1.55 (66)	2.96 (5)	5.90 (5)
FeO	2.76 (27)	4.11 (59)	3.63 (66)	2.41 (5)	3.89 (5)
MnO	0.09 (27)	0.10 (59)	0.06 (65)	0.07 (5)	0.04 (2)
MgO	1.71 (27)	2.38 (59)	2.17 (66)	1.71 (5)	0.96 (5)
CaO	0.74 (27)	0.79 (59)	0.66 (66)	0.35 (5)	1.41 (5)
Na_2O	2.94 (27)	2.06 (59)	2.19 (66)	2.85 (5)	0.51 (5)
K_2O	3.10 (27)	3.66 (59)	3.74 (66)	3.03 (5)	0.22 (5)
P_2O_5	0.14 (27)	0.13 (59)	0.15 (65)	0.08 (5)	0.07 (5)

カッコ内の数字は分析値数
Figures in parentheses are numbers of analyses.



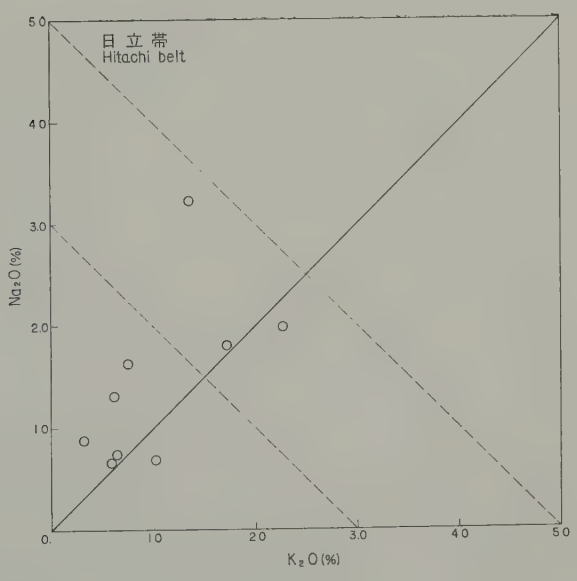
(3)

第 3 図

泥岩の平均化学成分

mudstones in ten geotectonic units.

F	G1	G2	H	I	J
日立帯 Hitachi belt	南部北上帯下部 Lower part in the South Kitakami belt	南部北上帯上部 Upper part in the South Kitakami belt	早池峰構造帯 Hayachine tectonic belt	北部北上帯 North Kitakami belt	岩泉帯 Iwaizumi belt
58.23 (10)	57.60 (47)	60.06 (39)	57.37 (5)	67.89 (12)	65.37 (21)
0.70 (10)	0.89 (26)	0.79 (29)	1.41 (5)	0.61 (12)	0.53 (21)
22.07 (10)	21.88 (47)	18.68 (39)	21.54 (5)	15.23 (12)	17.87 (21)
2.89 (10)	2.59 (41)	1.77 (29)	2.69 (5)	1.66 (12)	0.92 (21)
7.18 (10)	6.51 (41)	4.68 (29)	8.48 (5)	3.46 (12)	3.92 (21)
0.31 (3)	0.09 (28)	0.07 (29)	0.06 (5)	0.08 (12)	0.05 (21)
1.52 (10)	2.01 (47)	2.67 (39)	1.33 (5)	1.62 (12)	1.51 (21)
1.23 (10)	1.65 (47)	1.22 (39)	1.10 (5)	1.00 (12)	0.90 (21)
1.38 (10)	1.66 (47)	2.15 (39)	1.24 (5)	2.11 (12)	2.13 (21)
1.05 (10)	2.08 (47)	2.38 (39)	1.04 (5)	3.04 (12)	3.54 (21)
tr. (4)	0.09 (14)	0.20 (21)	0.21 (5)	0.08 (12)	0.12 (20)



（4）

第3図

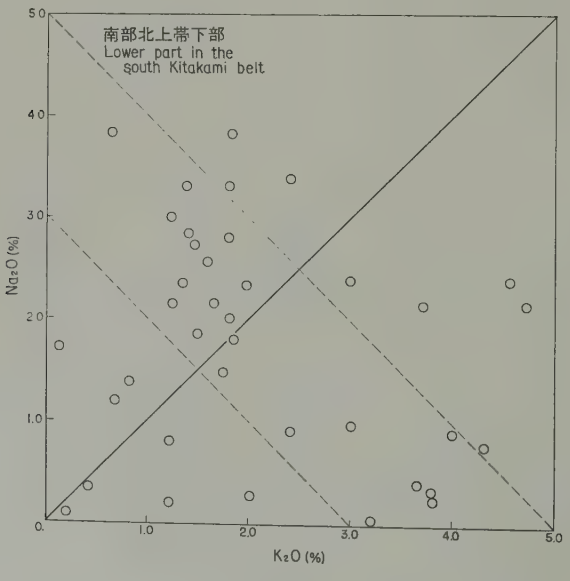
第3表 本州地向斜泥岩および世界の泥岩の平均化学成分

Average chemical compositions of mudstones of the Honshu Geosyncline and of the world.

	本州地向斜全泥岩の平均化学成分	世界の泥岩の平均化学成分		
	この論文 (Present report)	CLARKE and WASHINGTON, 1924	SHAW, 1956	岩崎・桂, 1965
SiO_2	62.34(296)	58.11	61.54	62.25
TiO_2	0.69(265)	0.65	0.82	0.75
Al_2O_3	18.08(296)	15.40	16.95	16.92
Fe_2O_3	1.88(280)	4.02	2.56	1.80
FeO	4.39(280)	2.45	3.90	4.09
MnO	0.08(256)	tr.	—	0.08
MgO	2.08(296)	2.44	2.52	2.25
CaO	0.99(296)	3.10	1.76	0.69
Na_2O	2.07(296)	1.30	1.84	1.99
K_2O	2.97(296)	3.24	3.45	3.51
P_2O_5	0.13(237)	0.17	—	0.12
H_2O+	2.78(163)	3.66	3.47	3.57
H_2O-	0.58(167)	1.33		0.80
CO_2	0.26 (49)	2.63	1.67	1.10
C	0.81 (99)	0.80	—	
Total	100.13	99.30	100.48	99.92

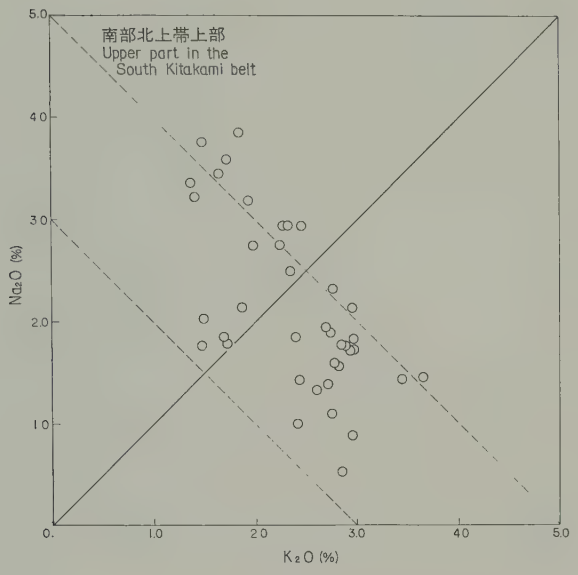
カッコ内の数字は分析値数

Figures in parenthese are numbers of analyses.

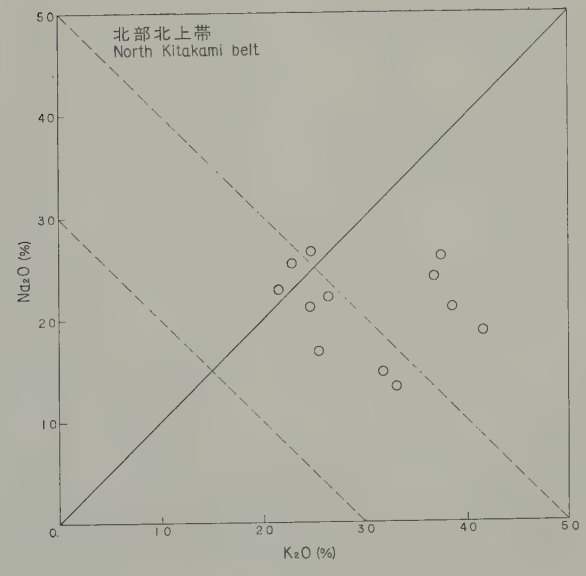


(5)

第3図

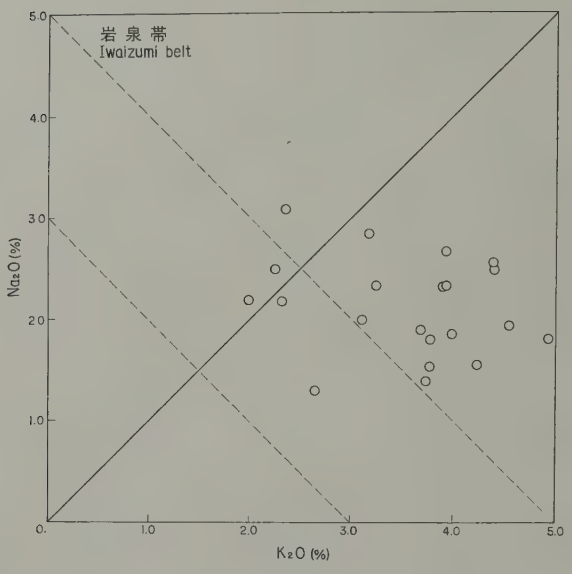

南部北上帯上部
Upper part in the
South Kitakami belt
Na2O (%)
K2O (%)
0.
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0

（6）

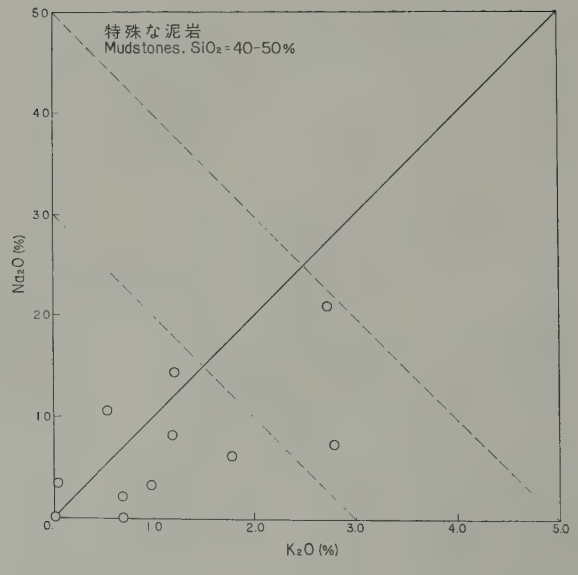

北部北上帯
North Kitakami belt
Na2O (%)
K2O (%)
0.
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0

（7）

第3図


岩泉帯
Iwaizumi belt
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
0.
Na₂O (%)
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
K₂O (%)

(8)


特殊な泥岩
Mudstones. SiO₂=40-50%
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
0.
Na₂O (%)
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
K₂O (%)

(9)

第 3 図

1. 三郡帯・美濃帯は互いによく似た組成を示している．

2. 秩父帯はそれに比較して，Fe_2O_3+FeO が少なく，Na_2O が多く，Na_2O/K_2O 比が大きい．これは都城・原村（1962）がすでに指摘した注目すべき特徴である．

3. 日立帯は上記諸帯と大きく異なる成分をもっている．SiO_2 が少なく，Al_2O_3, Fe_2O_3+FeO が多く，Na_2O, K_2O, とくに後者が少ない．MIYASHIRO and HARAMURA (1966) が Hitachi facies として注目した通りである．

4. 南部北上帯下部でも，いくつかの分析値は日立帯と非常によく似た性質を示し，いくつかは次の南部北上帯上部によく似ている．

5. 南部北上帯上部は，同帯下部とは異なり，日立帯類似のものがほとんどみられない．しかし三郡帯・美濃帯に比較すると Fe_2O_3+FeO が多く，K_2O が少ない．一部のものは Na_2O が多く Na_2O/K_2O 比が大きい．

6. 北部北上帯は，分析値数が少ないから詳細はよくわからないが，三郡・美濃帯よりも K_2O が少なく，Na_2O/K_2O 比はそれら両帯と秩父帯との中間的性質を示している．

7. 岩泉帯は三郡・美濃帯に類似する．

8. 特殊な泥岩は，片田・小野（1968），IWAO (1973) がいうように，強く風化作用をうけた残留粘土，とくにラテライト質の性質を示している．すなわち，SiO_2 が少なく，Al_2O_3 が多く，Fe_2O_3+FeO が多く，Na_2O, K_2O が少ない．飛騨外縁帯の公表されている分析値も同様である（猪郷，1961; IWAO, 1973）．そして日立帯や南部北上帯のいくつかの泥岩が，この特殊な泥岩に似ていることは注目すべきであろう．

9. 第3表によると，本州地向斜全体の泥岩の平均値は，岩崎・桂（1965）の平均値に近い値を示している．また CLARKE and WASHIGTON (1924), SHAW (1956) のものに比較して，Fe_2O_3+FeO および $CaCO_3$ が少ないのが特徴である．

ただし今回の平均値は，各地質区の分布面積の「重み」を考えていない．重みつき平均値では，三郡帯プラス美濃帯の面積が圧倒的に広いことからみて，三郡・美濃帯類似の値が得られるであろう．これは今後の作業である．また今まで述べてきた化学成分に関する地質学的議論も別の機会に行う予定でいる．

文　献

CLARKE, F. W. and WASHINGTON, H. S. (1924) The composition of the earth's crust. 117 p., *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 127*.

原村　寛（1961 a）古生層の粘板岩の化学組成　I．三波川変成帯より太平洋側の地域．地質雑，vol. 67, p. 618-622.

————（1961 b）古生層の粘板岩の化学組成　II．長野県辰野・塩尻地方．地質雑，vol. 67, p. 671-675.

————（1962）古生層の粘板岩の化学組成　III．西南日本内帯の3地域．地質雑，vol. 68, p. 29-32.

長谷川修三（1955）岩手県東磐井郡大東町興田産コランダム及び灰鉄柘榴石．岩鉱，vol. 39, p. 194-203.

HAYAMA, Y. (1964) Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano pref., central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 15, p. 321-369.

本間弘次（1963）岩泉町付近の含ざくろ石熱変成岩について．地球科学，no. 68, p. 1-8.

猪郷久義（1961）一の谷層（石炭系）に認められた非整合と礫土質頁岩について．地質雑，vol. 67, p. 261-273.

稲積章生（1971）四国地方頁岩および粘板岩の化学組成．日本化学雑誌，vol. 92, p. 326-330.

————（1975）中国地方の古生層泥質岩の化学組成．地質雑，vol. 81, p. 513-520.

礒見　博（1968）日本地質構造図．200 万分の1地質編集図　no. 12,　地質調査所．

IWAO, S. (1973) Chemical compositions of aluminous metamorphic rocks from the Kitakami Mountains, northeast Japan. A suggestion as to the occurrence of lateritic sediments in the upper Paleozoic systems in Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 18, p. 455-474.

岩生周一・高橋　博・河田清雄（1952）粒度差による岩石粉中の遊離珪酸量測定の1例——特に珪肺問題に関連して——．地質調月，vol. 3, p. 542-546.

岩崎文嗣・桂　　敬（1965）粘板岩の化学組成．日本地球化学会ニュース，no. 30, p. 6-8.

神戸信和・片田正人・大森貞子（1969）南部北上山地の二畳系登米粘板岩の化学組成および堆

積環境. 地質調月, vol. 20, p. 1-11.

片田正人・礒見 博・大森えい (1971) 北部北上帯古生層の砂岩とスレート (予報). 岩鉱, vol. 65, p. 129-143.

KATADA, M., ISOMI, H., OMORI, E. and YAMADA, T. (1963 a) Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: I. Chemical composition of pelitic rocks. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 49, p. 85-100.

———, ———, ——— and ——— (1963 b) Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: II. Chemical composition of psammitic rocks and basalts. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Ecol. Geol.*, vol. 50, p. 151-162.

———, ———, ——— and ——— (1964) Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland: Supplement. Carbon and Carbon dioxide. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 25, p. 217-221.

片田正人・小野千恵子 (1968) 北上山地の古生層泥質岩の化学成分. 岩鉱, vol. 60, p. 75-91.

———・——— (1969) 北上山地の古生層泥質岩の化学成分 (補遺および考察). 地質調月, vol. 20, p. 79-81.

河田学夫 (1962) 地質調査所化学分析成果表 I (岩石・鉱物 1954-1960). 地質調報, no. 195, 176 p.

河野義禮 (1933) 峯寺山産球顆岩石の化学的研究 (概報). 岩鉱, vol. 10, p. 124-134.

KOIDE, H. (1958) *Dando granodioritic intrusives and their associated metamorphic complex.* 311 p., Japan Society for the Promotion of Science.

近藤 務 (1966) 宮城県に発達するペルム系登米統黒色粘板岩の放射能. 地質雑, vol. 72, p. 427-437.

都城秋穂・原村 寛 (1962) 古生層の粘板岩の化学組成 IV. 地向斜堆積物の帯状分布と変成帯の位置. 地質雑, vol. 68, p. 75-82.

MIYASHIRO, A. and HARAMURA, H. (1966) Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. *Sympo. Tectonics. Nation. Inst. Sci. India & Indian Geophys. Union*, p. 45-55.

岡田 茂 (1956) 花崗質岩石の貫入に伴う接触変成作用の地球化学的研究——岩手県気仙郡越喜来地方の regional geochemistry (その2)——. 地質雑, vol. 62, p. 688-699.

大木靖衛 (1958) 木曾山脈北部の熱変成岩類. 地質雑, vol. 64, p. 1-12.

ŌKI, Y. (1961) Metamorphism in the Northern Kiso range, Nagano prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 479-496.

小野千恵子・礒見 博 (1967) 日本列島におけるいろいろの岩石のしめる面積の比較および考察. 地質調月, vol. 18, p. 467-476.

———・片田正人 (1970) 北上山地の古生層泥質岩変成相の化学成分に関する 2, 3 の事実. 地質調月, vol. 21, p. 1-8.

———・丹治耕吉・安藤直行・片田正人 (1975) 岩石の平均化学成分とその図示 3. 地殻. 地質調月, vol. 26, p. 445-453.

小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦報, no. 99, p. 1-239.

大貫 仁 (1960) 岩手県下閉伊郡川井村の含クロリトイド岩. 岩鉱, vol. 44, p. 300-306.

——— (1968) 北上山地, 遠野接触変成帯のアルマンディンーホルンフェルス. 岩鉱, vol. 59, p. 9-20.

榊原雄太郎 (1963) 長野県下伊那郡和合地域の花崗岩および変成岩について. 地質雑, vol. 69, p. 25-37.

SEKI, Y. (1954) On chloritoid rocks in the Kitakami Median Metamorphic Zone, northeastern Japan. *Sci. Rept. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 1, p. 223-263.

——— (1957) Petrological study of hornfelses in the central part of the Median Zone of Kitakami Mountainland, Iwate prefecture. *Sci. Rept. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 2, p. 307-361.

SHAW, D. M. (1956) Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general

geochemistry. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 67, p. 919-934.

SHIMAZU, M. (1962) Petrological study of the thermally metamorphosed rocks surrounding the Tanohata granitic mass, northern Kitakami Mountainland, northeastern Japan (I). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 48, p. 167-190.

鈴木　醇（1927）日立鉱山附近のオットレライト千枚岩の成因（一）．地質雑，vol. 34, p. 83-109.

鈴木富治（1929）日立鉱山採鉱に就て．日鉱会誌，vol. 45, p. 510-552.

竹内常彦・山岡一雄（1964）岩手県大峰鉱山の鉱床と成因について（I）．岩鉱，vol. 52, p. 39-54.

丹治耕吉・片田正人・大森貞子（1974）岩石の平均化学成分とその図示　1．火成岩類．地質調月，vol. 25, p. 581-592.

――――・小野千恵子・安藤直行・片田正人（1975）岩石の平均化学成分とその図示　2．堆積岩類．地質調月，vol. 26, p. 179-185.

樽谷俊和・小倉次利（1966）九州地方の堆積岩の化学組成　I．九大島原火山温研報，no. 2, p. 1-4.

宇野達二郎（1961）茨城県筑波地方の変成岩．地質雑，vol. 67, p. 228-236.

YAMADA, H. (1953) On thermally metamorphosed rocks in Senmaya district, Iwate prefecture, Japan. *Bull. Tokyo Inst. Tech.*, ser. B, no. 3, p. 107-147.

YOSHIDA, T. ed. (1975) *An outline of the geology of Japan*. 61 p., Geol. Surv. Japan.

（受付：1975年12月17日；受理：1976年3月22日）

551.481:551.313

宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布について

小野　美代子*　小野寺　公児*

Organic Carbon in the Bottom Sediments from Lake Shinjiko and Lake Nakaumi on the Coast of Japan Sea, West Japan

Miyoko ONO and Kimiji ONODERA

Abstract

This report presents organic carbon contents and distribution and its relation to the oxidation-reduction condition of the lake water based on analyses of 23 bulk samples and 13 fraction samples from Lake Shinjiko and 67 bulk samples and 26 fraction samples from Lake Nakaumi.

1) Comparing organic carbon in the bottom sediments of Shinjiko and Nakaumi, the former's carbon content is lower, pattern of its geographical distribution is more simple and the range of carbon content is smaller than those of latter.

2) Comparison of the results obtained by combustion method and by titration method provides the information on the oxidation state of organic matter. The ratio of organic content by two methods ranges from 0.83 to 1.73, with a mean of 1.08 in Shinjiko and from 0.66 to 1.20, with a mean of 0.84 in Nakaumi. This indicates that the organic carbon in Shinjiko is in a slightly higher oxidation state than that in Nakaumi. This is conformable with distribution of oxidation-reduction potential of water, and Shinjiko is characterized by more oxidized condition of water and Nakaumi by more reduced condition of water.

3) At Shinjiko, clay fractions contain organic carbon twice the amount of those in silt fractions, while at Nakaumi, for a third of samples silt fractions contain larger amounts of carbon than those in clay fractions. It has been suggested a finer-particle fraction contains more organic carbon than that of the coaser, but the present result suggests that grain-size does not uniquely determine the concentration of organic matter for this case, at least.

4) The organic carbon in the silt fraction responds sensitively to the oxidation-reduction condition, while the organic carbon in the clay fraction is not sensitive. Organic carbon in the silt fraction is oxidized to lower the carbon content of the bulk sample under the oxidizing condition and is preserved to raise the carbon content of the bulk sample under the reducing condition. The organic carbon in the clay fraction is not sensitive to the oxidation-reduction condition, so the carbon content in the clay fraction is not correlated with that of bulk sample.

1. 緒　言

現在の水盆底の有機物分布の特徴を明らかにすることは，堆積過程全般あるいは堆積環境を知る上に，重要な手掛りを与えるものであり，これまでに内外を通じ多くの研究がなされているが，一水域内での詳しい分布状態が明らかにされている例は少ない．

本州西部日本海沿岸の汽水湖宍道湖・中海については，筆者らを含む地質調査所の研究グループにより，堆積学的総合研究が過去数年間にわたり行われ，その際，広範な面における資料が得られ，蓄積されてきた（水野ほか，1966; 水野ほか，1969 など）．

筆者らは，とくに堆積物中の有機物分布に関する研究の一環として，両水域内の堆積物中の炭素（≒有機炭素）分布，C/N 比分布の詳細を明らかにするとともに，とく

* 海洋地質部

に，前者と粒度・環境条件（とくに酸化還元条件）との関連性について興味ある資料を得ることができた．

結果の一部については，すでに発表したが（小野寺ほか，1969; 小野寺ほか，1970），ここにあらためて，炭素分布および，それと環境条件との関連性に焦点を合せて，研究結果の詳細を報告する．

宍道湖・中海は，山陰地方の日本海沿岸に並ぶ浅い汽水湖で，両湖は長さ 8 km の大橋川によって結ばれ，中海の他端は，長さ 7 km の境水道によって日本海沿岸の美保湾と連絡している（第 1 図）．

両湖を通じての共通性としては，水深・底質および流入河川などの点があげられる．すなわち，両湖とも水深は平均 4–5 m，底質は，砂の発達がきわめて貧弱で一部の湖岸に限られ，大部分は泥質堆積物である．主要流入河川は，それぞれ斐伊川および飯梨川で，その流域には共通して花崗岩類が広く分布している．

一方，地形・水質の面では両湖に大きな相違が認められる．宍道湖は長楕円形の湖岸線を持ち，東西南北ほぼ対称的な細長い鍋型湖底面を持つのに対し，中海は湖岸線が複雑な三角形で，湖底断面もきわめて非対称的である．水野ほか（1969）によれば，水質の点では，宍道湖は大部分弱アルカリ性の低鹹汽水からなり，成層・停滞はきわめて不安定で，全体として，湖水の循環が比較的良好なため水平・垂直的変化が少なく，溶存酸素も比較的十分に含まれている．これに対し中海は，おおむねアルカリ性の高鹹汽水であるが，pH・塩分濃度の点で水平・垂直的に変化に富み，さらに経年的な変動を示しながらも，成層・停滞現象がほぼ年間を通じて現れる．

以上の相違から，堆積物も，宍道湖では灰色で硫化水素臭のほとんどないシルト質泥，中海では，主部では黒色を帯びた，硫化水素臭のある粘土まじりシルト，米子湾入部では黒色が強く，硫化水素臭の強い粘土まじりシルトという違いを見せる．

2. 試料と分析方法

2.1 試料と分析

研究に用いた試料は，エクマン・バージ採泥器によって採取された表層の泥質堆積物で，それぞれ可能な限り貝殻片を除去した風乾試料である（第 2 図）．

原試料について，乾式燃焼法および酸化滴定法で炭素の定量を行い，さらに，原試料をシルト・粘土各フラクションに分離し，これを同じく乾式燃焼法・酸化滴定法の両法によって分析した．

2.2 分 析 法

砂・シルト・粘土フラクションの分離

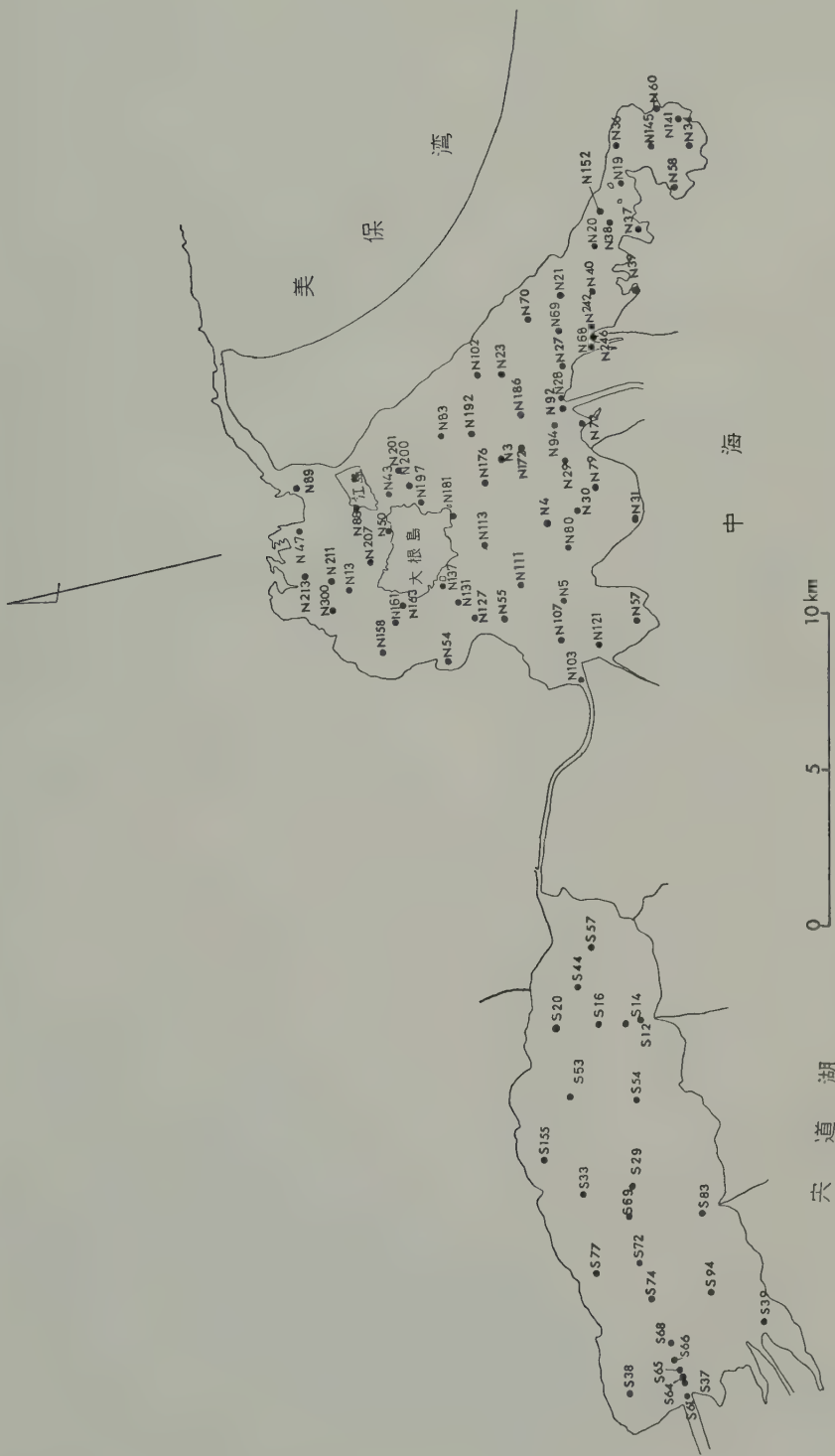
試料の懸濁液（懸濁濃度約 2%）を超音波洗浄機にかけ，ヘキサメタリン酸ソーダ（0.1% 溶液）による分散の後，まず沈降法によって，4 μ を境として砂＋シルト，粘土に分離した．粘土分回収のためには，懸濁液に硫酸アルミニウム（10% 溶液）1–2 ml を加え，凝集・沈殿させた．砂とシルトの分離には，200 メッシュの標準篩を用いた．

炭素・窒素の分析

1） 乾式燃焼法

用いた装置は，柳本 MT-500 型 CHN コーダ（永田・村田，1970）である．

第 1 図 位 置 図



試料番号前の S: 宍道湖, N: 中海

第２図　採　泥　点

粉末試料を 100°C で 1 時間乾燥後，200 mg を精秤，助燃剤に酸化銅粉末 2 g を加え，全炭素・全窒素を下記の条件で定量した．

キャリアガス	100 ml/min.
O_2 ガス	20 ml/min.
フラッシュヒータ	950°C
燃焼炉	850°C
還元炉	500°C
検出器電流 (H)	95 mA
〃 (C)	60 mA
〃 (N)	150 mA

検出感度は，馬尿酸 ($C_6H_5CONCH_2 \cdot COOH$) 15 mg を用いて求めた．

定量した試料数は，原試料で宍道湖 23，中海 67，シルト・粘土各フラクション別では，宍道湖 13，中海 27 である．

2) 酸化滴定法

有機物質の酸化状態を推定する目的で，チューリン・シマコフ変法による酸化滴定法 (水野，1968; 水野ほか，1969) を用いて，有機炭素の分析を行った．すなわち，風乾試料 0.2-0.4 g を三角フラスコに精秤し，この試料にクロム硫酸 0.4 N 溶液 10 ml を加え，硫酸銀粉末約 0.1 g とともに，170-180°C で 5 分間煮沸した後，冷却させ，フェニルアンスラニル酸 0.2% 溶液を指示薬として，硫酸第 1 鉄アンモニウム 0.2 N 溶液によって滴定し，空試験との差を求めて，試料中の有機炭素量を算出した (水野篤行，1968)．

定量した試料数は，原試料で，宍道湖 19，中海 62，シルト・粘土各フラクション別では，宍道湖 13，中海 26 である．

無機炭素量について

水野ほか (1966) によれば，宍道湖中央湖底平原最深部の 2 試料および，東部の湖底平原部水深 5 m の 1 試料については，無機炭素量が 0.00-0.01% であり，「全炭素量」の数字は，ほぼ有機炭素量を代表するものと考えて差支えないであろうとされている．

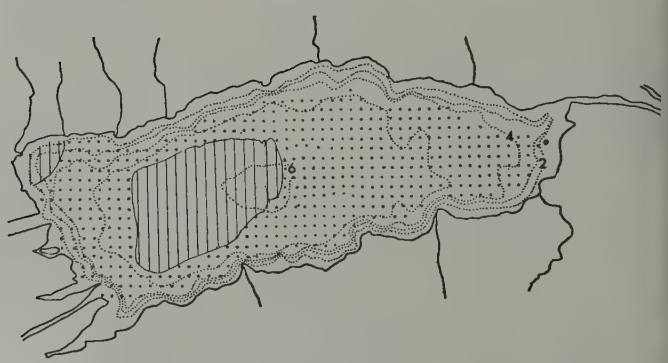
粒度組成の点からみると，試料中に占める砂の割合は，宍道湖では平均 5.2%，含有率 20-30% の高い河口を除けば 1.6% にすぎず，また，中海も平均 8.5%，境水道入口，米子湾入・湾奥部，飯梨川河口の高い地域を除けば 6.0% にすぎない．

上述のように，元来砂の含有率が非常に低い上に，貝殻片は可能な限り除去してあるので，混入していてもきわめてわずかな量である．

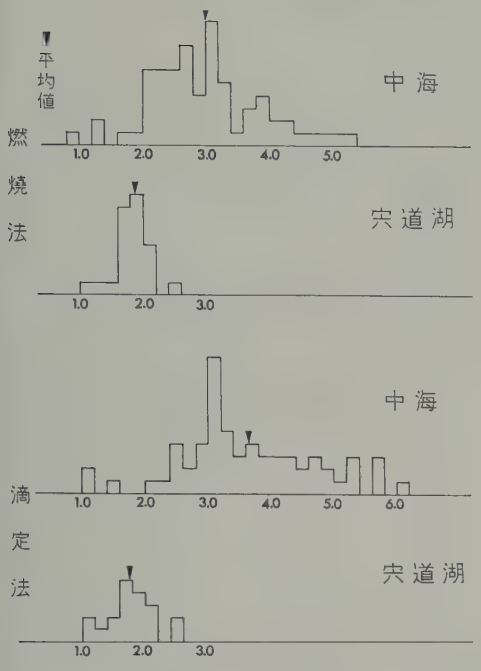
これらを考慮すると，乾式燃焼法により定量された全炭素量は，有機炭素量とみなして差支えないであろう．

3. 炭素の水平的分布

第 1 表に，乾式燃焼法により定量した両水域における原試料の炭素含有量を水深・底質とともに示す．炭素含



第 4 図 原試料の



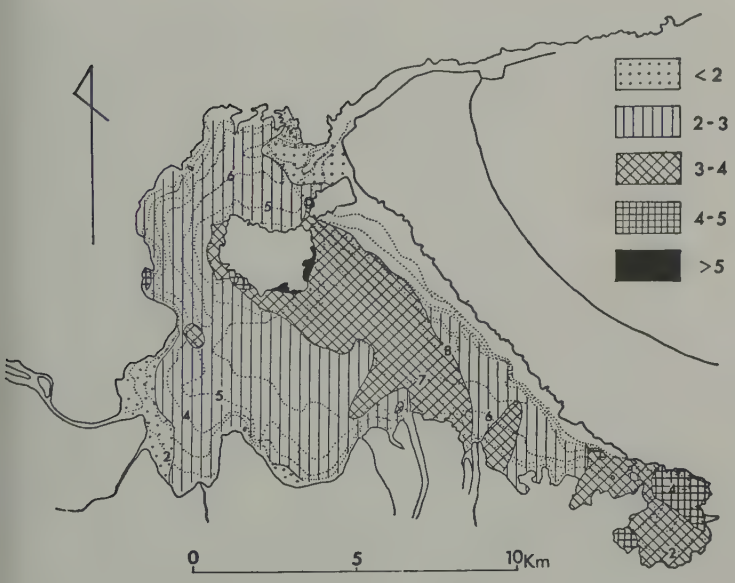
第3図　原試料の炭素含有量頻度分布図（%）

有量の出現範囲は，宍道湖1.04-2.50%（平均1.84%）（試料数23）に対し，中海0.91-5.22%（平均2.99%）（試料数 67）である．宍道湖では炭素量が少なく，かつ湖内での地域差も小さいのに対し，中海では全般的にはるかに炭素量が多く，その上地域差が大きい（第3図）．

第4図は炭素含有量の水平分布を示したものである．炭素含有量は，両湖とも，大なり小なり湖底地形に対応した分布を示す．とくに宍道湖では，湖岸より湖央に向かって炭素含有量も増加し，水深5mより深い湖底平原部で相対的に高く，とくに2%以上を示すのは 23 試料中5試料にすぎないが，その分布は湖央より西に偏った湖底平原部（水深 5-6m）に限られている．

中海の場合には，大部分（67 試料中 63）2-3% 以上で，2% 以下は大橋川河口および境水道入口付近に限られている．2-3% の分布域は大根島北西方から南方にかけての中海主部のほとんどを占めている．3% 以上の高い地域は北岸を除いた大根島沿岸部と，江島―大根島南東方向―飯梨川河口を結ぶ線以東の水深7-8mの帯状の湖底最深部と，米子湾である．とくに高いのは，大根島東沿岸（N197: 5.22）および米子湾奥（N58: 4.94），（N60: 4.81），（N36: 4.79）等で，すべて 5% 前後を示している．

第5図に炭素含有量と水深との関係を示した．宍道湖では斐伊川河口部を除く湖底平原部，中海では沿岸湾入部・米子川河口を除く米子湾内の，それぞれ狭い地域で



炭素含有量（%）

第1表 原試料の炭素含有量

底質: * 目視による. 目視によるもの以外は粒度分析による堆積物型. st-CL: シルト質粘土, cl-ST: 粘土質シルトなど

a. 宍 道 湖

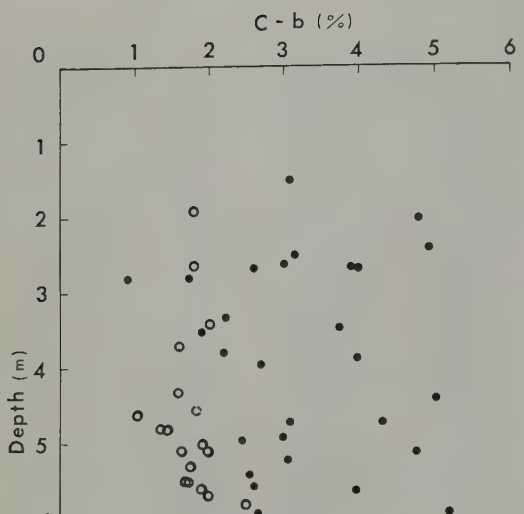
分析試料	炭素含有量 (%) Cc	(Ct)	水深 (m)	底 質	含有率 (%) 砂	シルト	粘土
S 12	1.46	(—)	4.80	sd·cl-ST	23.8	50.5	25.7
S 14	1.63	(1.63)	5.10	cl-SD*			
S 16	1.72	(1.86)	5.50	sd-CL*			
S 20	1.36	(1.46)	4.80	st-CL*			
S 29	2.14	(2.09)	6.00	st-CL*			
S 33	1.99	(1.73)	5.10	——			
S 37	1.78	(1.70)	2.65	vfSD*			
S 38	2.02	(1.85)	3.70	ST*			
S 39	1.67	(1.66)	6.30	st-CL*			
S 44	1.84	(1.61)	4.55	——			
S 53	1.71	(2.05)	5.50	st-CL	0.0	39.4	60.6
S 54	1.98	(2.02)	5.70	st-CL	0.0	41.4	58.6
S 57	1.04	(1.01)	4.60	cl-ST	8.0	60.9	31.0
S 61	1.79	(—)	1.90	Cl·St·Sd	38.6	35.6	25.7
S 65	1.86	(1.44)	3.70	sd-ST*			
S 66	1.82	(1.11)	4.30	cl-ST	10.1	67.7	22.2
S 68	1.77	(1.22)	5.30	sd·cl-ST	22.8	54.5	22.8
S 72	2.11	(2.50)	6.00	st-CL	0.1	31.5	68.4
S 74	2.50	(2.41)	5.80	cl-ST	1.0	65.6	33.3
S 77	1.93	(1.90)	5.00	st-CL	2.3	43.1	54.6
S 83	1.91	(1.91)	5.60	sd-st-CL	28.1	32.7	39.2
S 94	2.14	(—)	—	CL*			
S155	1.87	(—)	—	CL*			

b. 中 海

分析試料	炭素含有量 (%) Cc	(Ct)	水深 (m)	底 質	含有率 (%) 砂	シルト	粘土
N 3	2.28	(3.05)	7.60	st-CL	1.5	38.1	60.5
N 4	2.94	(3.02)	6.20	st-CL	1.4	37.6	61.0
N 5	2.45	(2.83)	4.95	ST·CL	1.1	49.2	49.7
N 13	2.51	(2.51)	6.45	st-Cl	0.2	29.1	70.7
N 19	2.62	(3.62)	5.55	st-CL	9.5	40.3	50.2
N 20	2.36	(2.99)	7.65	sd-st-CL	21.1	34.2	44.7
N 21	3.05	(4.62)	7.15	st-CL	3.6	41.7	54.7
N 23	2.71	(3.19)	7.95	st-CL	1.5	39.4	59.1
N 27	3.11	(3.90)	6.00	CL*			
N 28	3.98	(4.02)	5.60	sd-cl-ST	23.4	43.7	32.9
N 29	3.05	(3.45)	6.85	sd-ST*			
N 30	2.39	(3.11)	6.45	st-CL	1.8	40.3	57.9
N 31	0.91	(1.09)	2.80	vfSD*			
N 34	3.99	(4.70)	2.65	CL*			
N 36	4.79	(5.35)	5.10	st-CL*			
N 37	3.89	(4.66)	2.65	st-CL	1.5	37.3	61.2
N 38	3.58	(4.32)	6.05	CL*			

第1表　つづき

分析試料	炭素含有量 (%) Cc	(Ct)	水深 (m)	底質	含有率 (%) 砂	シルト	粘土
N 39	2.69	(3.96)	3.95	cl-ST	2.0	57.9	40.1
N 40	2.72	(3.49)	6.95	st-CL	3.3	35.7	61.0
N 43	3.73	(4.83)	8.30	st-CL*			
N 47	1.36	(1.13)	6.70	st-SD	14.2	26.6	59.2
N 50	2.98	(3.63)	4.90	st-CL	19.1	38.6	42.4
N 54	4.02	(4.29)	3.85	sd-ST*			
N 55	3.10	(3.64)	4.70	cl-ST	13.6	48.7	37.8
N 57	2.61	(3.57)	2.65	cl-ST	3.1	50.1	46.8
N 58	4.94	(5.69)	2.40	CL*			
N 60	4.81	(5.31)	2.00	——			
N 68	3.02	(3.25)	2.60	sd-ST*			
N 69	2.14	(3.17)	7.30	cl-ST	4.7	49.6	45.7
N 70	2.26	(3.03)	7.90	st-CL	8.7	35.8	55.5
N 72	2.24	(2.16)	3.30	st-SD	50.0	40.6	9.4
N 79	2.67	(3.38)	6.10	st-CL	0.4	41.7	57.9
N 80	2.42	(3.15)	6.30	st-CL	3.8	36.7	59.6
N 83	3.37	(4.42)	8.00	st-CL	1.6	46.8	51.0
N 88	4.15	(4.31)	6.60	st-SD	19.9	35.1	45.0
N 89	1.29	(1.47)	6.90	st-SD	15.5	28.0	56.5
N 92	3.07	(4.13)	1.50	st-SD*			
N 94	2.54	(2.51)	6.25	cl-ST	10.8	65.2	24.1
N102	2.18	(2.87)	7.30	cl-SD	59.5	10.8	29.7
N103	1.92	(2.74)	3.50	cl-ST	10.9	46.9	42.3
N107	2.19	(3.11)	3.80	cl-ST*			
N111	3.01	(3.26)	7.00	CL*			
N113	2.80	(3.38)	7.00	st-CL	4.0	30.0	66.0
N121	1.74	(2.52)	2.80	st-CL	1.8	37.9	60.3
N127	2.80	(3.04)	6.60	st-CL	6.7	34.4	58.9
N131	2.67	(3.18)	5.90	st-CL	0.5	36.0	63.5
N137	4.34	(5.29)	4.70	CL*			
N141	3.14	(4.03)	2.50	vfSD*			
N145	3.75	(5.19)	3.45	st-CL	0.3	58.8	40.8
N152	4.49	(5.69)	6.10	st-CL*			
N158	2.10	(2.31)	6.50	st-CL	0.4	37.4	62.2
N161	2.39	(2.82)	6.00	——			
N163	3.07	(3.63)	5.20	st-CL	9.1	34.8	56.1
N172	3.24	(3.52)	7.40	st-CL	0.8	40.2	59.0
N176	3.07	(3.35)	7.50	st-CL	0.5	35.5	64.0
N181	5.03	(5.73)	4.40	CL*			
N186	3.37	(3.95)	7.65	st-CL	0.9	43.1	56.0
N192	3.27	(4.43)	7.90	CL*			
N197	5.22	(6.18)	5.90	st-CL	2.9	42.0	55.1
N200	3.65	(4.97)	7.10	CL*			
N201	3.81	(—)	7.60	——			
N207	2.56	(2.63)	5.40	st-CL	2.6	39.0	58.4
N211	2.17	(2.42)	7.10	CL*			
N213	2.40	(—)	6.60	CL*			
N242	3.37	(—)	6.00	cl-ST	4.4	54.7	40.9
N246	2.75	(—)	6.00	cl-ST	5.4	49.5	45.1
N300	2.10	(—)	6.90	CL*			

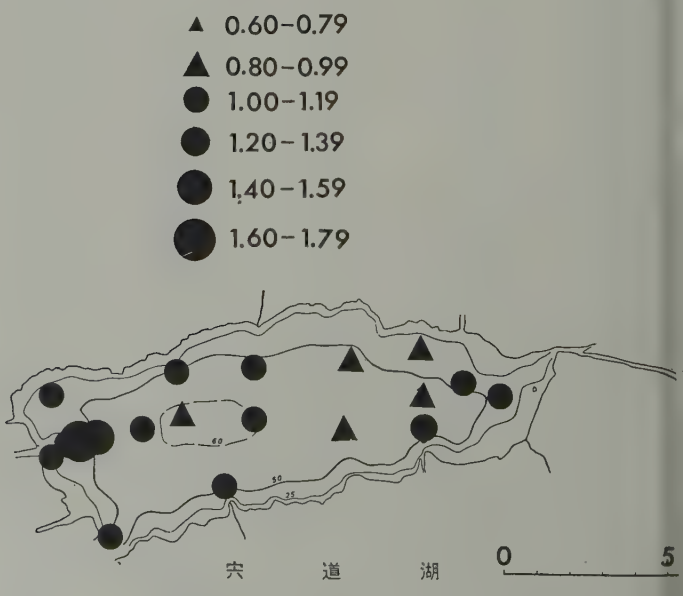


第5図 炭素含有量と水深関係図

局部的に，水深増加に伴う炭素含有量増加の傾向が弱い
ながら認められる．しかし，全般的には水深と炭素含有
量との間の相関は認められない．

とくに中海においては，大局的には，炭素含有量分布
は湖底地形配置と密接に関連している．すなわち，最も
顕著なことは，江島―大根島を結ぶ地形上の高まり（水
深約 5m 以浅）が，北-北西側の 2-3% 域と南東-南側
の 3% 以上の地域を境している点である．さらに，前
述のように，米子湾奥部で全般に高いこと，江島北側で
2% 以下に低下することが認められる．これらの諸点
は，炭素の水平的分布が，地形と関連した環境条件，と
くに湖水の循環・停滞状況に支配されていることを示唆
している．

宍道湖・中海の炭素含有量を他水域（浜口ほか, 1953;
大嶋・横田, 1970; TRASK, 1939; 渡辺, 1969）と比較
すると，宍道湖は，サロマ湖・厚岸湖などの汽水湖とほ
ぼ似た範囲に分布し，中海は，上記の水域の他，博多湾
など国内で測られた全測値をほぼ覆う拡がりを持ち，一
水域内の炭素含有量としては出現範囲が非常に広く，こ
の地域的な幅の拡がりは，既述のような地形と関連した
環境条件の多様さに原因するものと考えられる．さらに，
TRASK の現世海底積物の有機物量 0.5-5.0%（炭素含有
量として約 0.3-2.8%）に比べても，中海は高い値を示
し，外海はもとより，内湾の湖と比べても高含有量であ



第6図 原試

ることが，その特徴である．

4. 乾式燃焼法と酸化滴定法による炭素分析値の比較

EMERY & RITTENBERG (1952), NIINO et al. (1969) は，乾式燃焼法・酸化滴定法による炭素分析値を検討し，その比率が有機物の酸化状態と関連することを示した．

宍道湖・中海においても，先に述べたように，堆積物中の炭素分布が環境条件と対応するように思われることから，燃焼法・滴定法による分析値の比率 Cc/Ct[1] および，それと湖水の酸化還元条件との関連性について検討した．

Cc/Ct は，宍道湖（試料数 19）では，出現範囲 0.83-1.73（平均 1.08），中海（試料数 62）では，出現範囲 0.66-1.20（平均 0.84）で，両湖を比較すると，全般的に宍道湖が中海より高い．

第 6 図は Cc/Ct の水平分布図である．

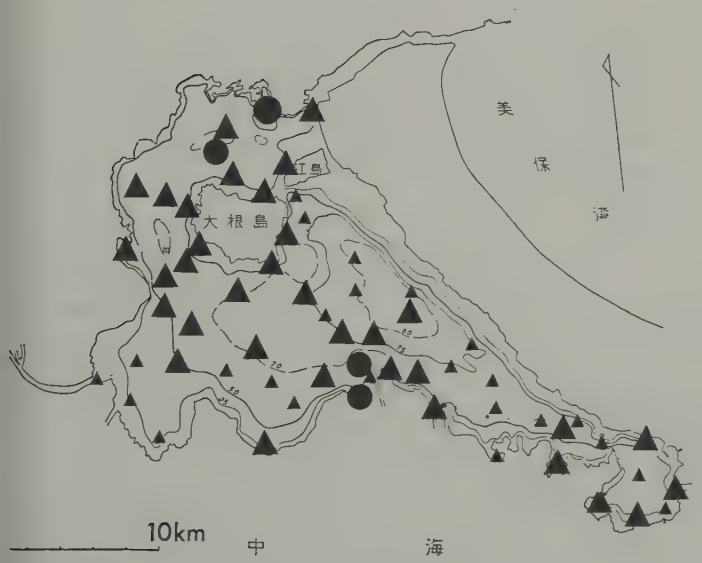
宍道湖の場合は，斐伊川河口域がとくに高く 1.05-1.73，湖岸が 1.00 前後で，湖底平原部へ向かって漸次低下して行き，湖央の水深 6 m の最深部での 1.02 の例外はあるが，中央の湖底平原部では全般に 0.8-0.9 台と最低の値を示す．

1) Cc: 燃焼法による分析値，Ct: 滴定法による分析値．

一方，中海では，境水道入口付近 0.85 から，大根島北部 0.85-1.00—大根島西部・南西部 0.85-0.94—大橋川河口付近 0.69-0.70，さらに飯梨川河口 0.74-1.04 とほとんど 1.00 以下である．また，大根島南東—飯梨川河口とを結ぶ線以東は，0.66-0.91 であり，全般的にはさらに低下している傾向にある．

宍道湖・中海の湖水の酸化還元条件については，筆者らは，分布様式に，酸化型，弱還元型，中還元型，強還元型，最強還元型の 5 つの型を認めた（水野ほか，1969）．宍道湖では，中央西部で強還元型であるほかは，西部水域では一般に酸化型，湖央部で還元型，周辺部で酸化型である．中海については，大局的にみれば，大根島東部を横切る境水道入口—飯梨川河口の線以西の西半部域は酸化型，以東の東半部域は還元型のそれぞれ領域となっている．還元型の領域では，大根島から米子湾入部奥部へ向かって，沿岸を除き，弱還元型→中還元型→強還元型→最強還元型と段階的に移行する．

原試料の Cc/Ct の水平分布と酸化還元電位の分布型とを比較すると，宍道湖では，斐伊川河口域で酸化型，全般的には湖岸から湖央に向かって酸化型→強還元型へと移行する状態とが，両者とも一致し，Cc/Ct は酸化還元条件とほぼ対応しているように思われる．中海の場合には，Cc/Ct は，全般的にみて，河口域を除いた湖西半部は東半部より比較的高く，相対的に酸化型を，東半部は



料の Cc/Ct

相対的に還元型を，大根島南東—米子湾入部では東半部の中でもさらに低く，強い還元型を示す．両者の関係は，必ずしも鮮明なものではないが，Cc/Ct は酸化還元条件とおおよその対応関係にあるように思われる．なお，両湖とも，大きな河川の河口域で Cc/Ct が高くなっているのが注目される．

カリフォルニア沖海盆底堆積物については (EMERY & RITTENBERG, 1952)，コア 12 本に関する Cc/Ct の比率は，2 本のコアを除いて深度の増加につれ低下し，極端な場合では表面で 1.21, 50 インチで 0.67, 12 本のコアの平均値としては，海底面で 1.02, 3 m の深さで 0.89 の値をそれぞれ示している．この数値は，最上層では平均的な土壌中と比べ酸化状態がわずかに高いのが，深度が増すにつれ有機物の酸化状態が低下し，60 インチの深さまで低下し続けていることを示すものと説明されている．

一方，日本海の海底堆積物については (NIINO et al., 1969)，滴定法の値が燃焼法の値より一定してかなり高く，15 試料のうち 3 試料を除いての比率の平均が 0.78 という結果を出し，これは規準として用いた土壌中の炭素よりはるかに還元状態の強いことを意味するものであると説明されている．

山陰美保湾沖—隠岐諸島周辺海域の日本海堆積物については，筆者らが Cc/Ct の比率を検討した結果では，水深増加に伴いその値が漸減する規則性のあることが見出されている (水野ほか, 1970)．この場合には，有機物量の多少の原因が海水の循環と水温条件とほぼ対応し，酸化滴定法の分析値が底質の酸化条件の関数であることを示すものであり，Cc/Ct の値が底質の酸化還元条件を相対的に示すという点である程度有効であると述べた．

以上のことから，乾式燃焼法と酸化滴定法による炭素分析値の比率 (Cc/Ct) が堆積物中の有機物の酸化状態との強い関連を示すことは一般的であるように思われる．中海・宍道湖においては，河口域そのほかの一部を除き，少なくとも底層水の酸化還元電位と大局的には関連性を示し，同様に，必ずしも明確ではないが，湖底堆積物の酸化状態を，少なくとも定性的には反映しているように考えられる．なお，このようなことから，一水域内で酸化状態の異なる堆積物が存在したり，あるいは，それが予想される場合には，炭素の定量には酸化滴定法は不適当であるといえる．

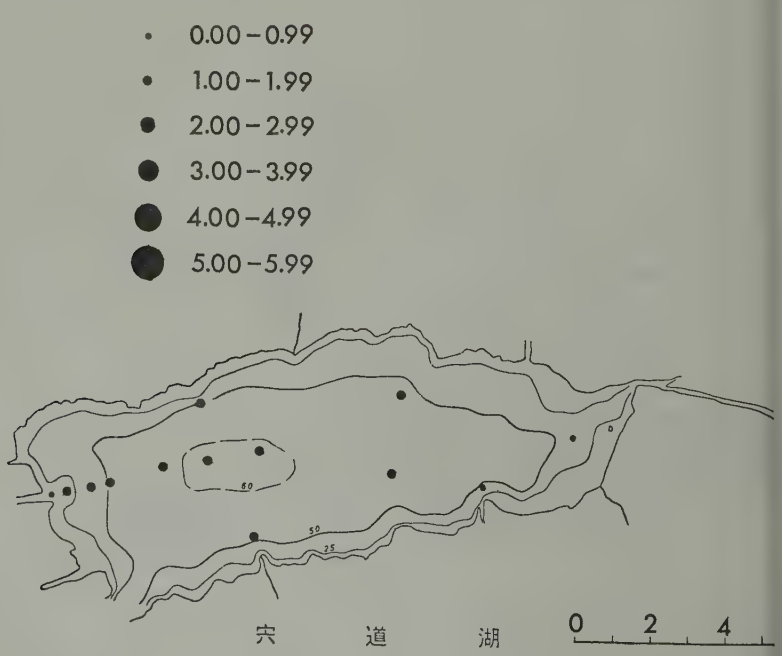
5. 粘土・シルト両フラクション中の炭素の分布

原試料をシルト・粘土各フラクションに分離し，それぞれについて，乾式燃焼法・酸化滴定法によって炭素を分析した結果を第 7-10 図に示す．

5.1 シルトフラクション中の炭素

シルトフラクション中の炭素量の出現範囲は，宍道湖で 0.65-1.60% (平均 1.22%)[2] で，原試料の 1.04-

2) 以下，とくにことわらない場合の分析値は，乾式燃焼法によるものである．



第 7 図 シルトフラクション中の

第2表　炭素含有量のフラクション別分析値

		分析方法	分析値 出現範囲	分析値 平均値	水平分布
宍道湖	原試料	乾式燃焼法 (Cc)	1.04-2.50	1.84	湖底地形に応じた分布（深—高，浅—低）
		酸化滴定法 (Ct)	1.01-2.50	1.75	
	シルト	乾式燃焼法 (C-st)	0.65-1.60	1.22	原試料と類似（斐伊川河口除き，同心円状）
		酸化滴定法	0.72-1.69	1.20	同上
		乾式燃焼法／酸化滴定法	0.74-1.32	1.04	湖底平原部・斐伊川河口低い．酸化還元条件を明確に表す．
	粘土	乾式燃焼法 (C-cl)	1.77-3.73	2.48	原試料と全く異なる（西—高，東—低）
		酸化滴定法	1.25-3.55	2.34	同上
		乾式燃焼法／酸化滴定法	0.94-1.42	1.12	シルトより不明確だが，酸化還元条件の大要は表す．
中海	原試料	乾式燃焼法 (Cc)	0.91-5.22	2.99	複雑な分布（大根島南東—飯梨川の線以西—低く，以東—高い）
		酸化滴定法 (Ct)	1.09-6.18	3.65	
	シルト	乾式燃焼法 (C-st)	0.97-5.11	2.50	原試料と類似
		酸化滴定法	1.28-6.51	3.43	同上
		乾式燃焼法／酸化滴定法	0.45-1.36	0.76	全般に低く，還元域にあることを明確に表す．
	粘土	乾式燃焼法 (C-cl)	1.95-4.29	2.99	原試料と傾向は類似しているが均質化
		酸化滴定法	1.96-4.45	3.07	同上
		乾式燃焼法／酸化滴定法	0.66-1.09	0.97	酸化還元条件を表さない．

炭素含有量（乾式燃焼法）(%)

2.50% (平均 1.83%) に比べ範囲・平均値ともに低い値となっている (第2表). 中海では 0.97-5.11% (平均 2.50%) で, 原試料の 0.91-5.22% (平均 2.99%) に比べ, 範囲はほぼ等しいが, 平均値が 0.5% 低くなっている.

炭素量の水平分布をみると (第7図), 宍道湖では原試料の分布とよく似ており, 斐伊川河口を除いて, 湖底地形に従ってほぼ同心円状に湖底平原部へ向かって高くなっている. 湖底平原部の値は 1.15-1.69% (平均 1.35 %) で, 原試料の 1.36-2.50% (平均 1.90%) に比べかなり低く, 斐伊川河口および河口周辺でも, 原試料 1.79% に対し 0.71%, 原試料 1.77-1.92% に対し 1.30-1.41% と同様に低い値となっている. 中海では全般的に原試料と似ており, 大根島南東岸—米子湾入部が高く, 大根島北方, 大橋川・意宇川河口付近が低い. 原試料と異なるのは, 大根島南東—米子湾入部の中間の水深 7m 以深の部分が, 原試料 3-4% 台に対し, 1-3% と低い値を示す点である.

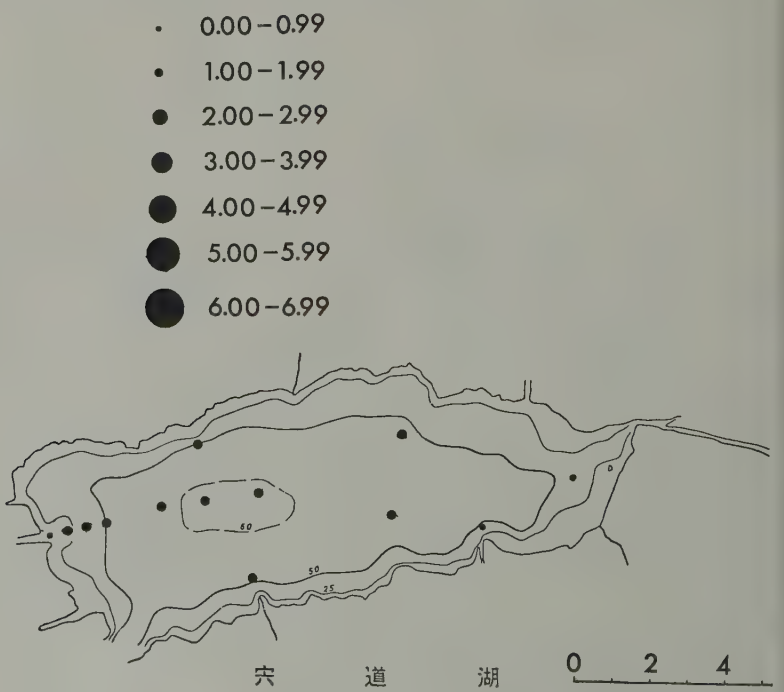
滴定法の値について検討すると (第8図), 宍道湖では 0.72-1.69% (平均 1.20%), 中海では 1.28-6.51% (平均 3.43%) である.

Cc/Ct についてみると, 宍道湖では 0.74-1.32 (平均 1.04), 中海では 0.45-1.36 (平均 0.76) である. 宍道湖では, 河口およびその周辺は 1.10-1.32 (ただし, 斐伊川河口のみ例外で 0.99) であるのに対し, 湖底平原部では 1, 2 の例外はあるが (S74-1.14, S69-1.03), 0.74-0.97 に分布し, 河口の酸化条件と, 湖底平原部の還元条件を大体表していると思われる. 中海の場合, 平均値 0.76 の値は, 宍道湖と比べても, 粘土フラクションに比べても低い値であり, 1.0 以上を示すのは, 江島西岸 1.03, 飯梨川河口 1.36 の2点のみで, 他はすべて酸化滴定法の値が乾式燃焼法の値を上廻っている. とくに低いのは大根島南東—米子湾入部で 0.46-0.93, 平均 0.60 である. しかし, 河口ながら大橋川河口・意宇川河口周辺も 0.73, 0.59 の低い値が出ている.

5.2 粘土フラクション中の炭素

粘土フラクション中の炭素量の出限範囲は, 宍道湖で 1.77-3.73% (平均 2.48%) でシルトの約2倍であり, 原試料の 1.04-2.50% (平均 1.84%) に比べはるかに高い. 中海では 1.95-4.29% (平均 2.99%) で, シルトより平均値で 0.5% 高く, 下限がシルトの約2倍である. 原試料の 0.91-5.22% (平均 2.99%) に比べると, 平均値では等しく, 下限では 1% 高く, 上限で 1% 低いという高低の幅が狭くなっている.

宍道湖における炭素量の水平分布の特徴は, 原試料とは全く異なり, 河口域で高く, 湖底平原部でやや低下し平均値前後となり, 東端大橋川入口に向かって最低となる西高東低型の点である (第9図).



第8図 シルトフラクション中の

斐伊川河口のみに注目すると，最高含有量は斐伊川河口（S61－水深 1.90m）3.73%で，河口より 1km 沖（S64-水深 3.45m）3.02%，河口より 1.8km 沖（S68-水深 5.30m）2.94% で，河口より 3.3km 沖（S74-水深 5.80m）2.82% のように，河口を離れるに従い漸減し，以上の4地点が湖中最高含有量地域となっている．斐伊川のほか，来待川河口沖（S83-水深 5.6m）2.51% および玉造川河口沖 0.4km（S12－水深 4.8m）2.10% も他域に比べ相対的に高含有量を示している．

中海における炭素量の水平分布は，原試料の分布と傾向は一致しているが，炭素量の高低の地域的特徴が原試料ほど強く表れず，4% 前後の高含有量は大根島南東岸・米子湾奥に限られ，湖内での高低の差が原試料より少なく平均化している．酸化環境と考えられる境水道―大根島北―大根島西・南西，大橋川河口周辺に至る地域が比較的高含有量を示している．

滴定法の値について検討すると（第10図），宍道湖では 1.25-3.55%（平均 2.34%），中海では 1.96-4.45%（平均 3.07%）である．

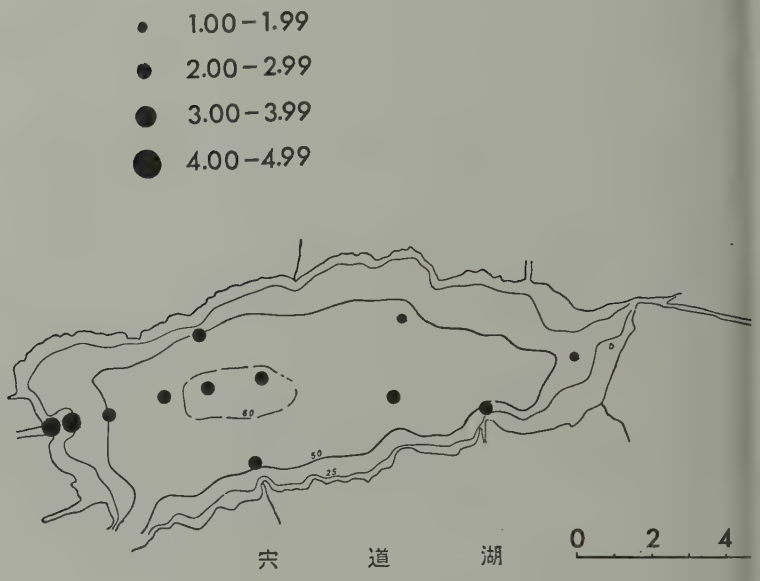
Cc/Ct についてみると，宍道湖では 0.94-1.42（平均 1.12），中海では 0.66-1.09（平均 0.97）である．宍道湖では，河口域で 1.05-1.18，湖底平原部のうち東部では 0.94-1.11，西部では 0.97・0.99，東端大橋川入口では 1.42 と最高の値となる．Cc/Ct の水平分布は，宍道湖ではシルトの場合と比べ，非常に不明確だが酸化還元条件を表していると思われる．中海では，0.90-1.09 の範囲内が 26 試料中 21，0.95-1.05 の範囲内が 26 試料中 17 という状態で，Cc/Ct の値は，滴定法による炭素量の高い中海主部南方 N30-0.66，米子湾奥入口 N19-0.73，大根島北方 N13-0.84 等数地点を除いてほぼ一致して 1.0 に近い．酸化還元条件との関連性は認められない．

5.3 考　察

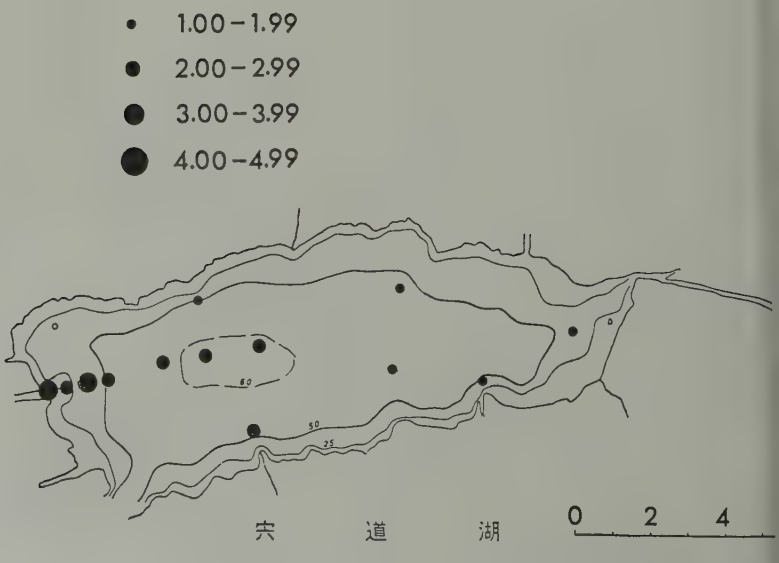
第1表中の砂・シルト・粘土含有率および，伊藤（未発表資料）から明らかなように，含有率でシルト＞粘土の試料は，宍道湖では 23 試料中 5 試料，中海では 67 試料中 5 試料および 113 試料中 4 試料にすぎない．シルトの含有率が低いにもかかわらず，シルトフラクション中の炭素量分布が原試料中の炭素量分布に類似している点から考えても，シルトフラクション中の炭素は酸化還元条件に反応しやすく，粘土フラクション中の炭素は酸化還元条件に反応の仕方が鈍く，その結果として，原試料の炭素含有量を支配し，地域性を反映させているのは，シルトフラクション中の炭素の存在であろうと思われる．

Trask（1932, 1939）は，砕屑堆積物中の有機物量は，ある限られた地域の堆積盆地内では，構成粒子が細かくなるほど，一般に有機物量の増大する（シルトは砂の2倍，粘土は砂の4倍）ことを指摘している．この主

炭素含有量（酸化滴定法）（%）



第 9 図 粘土フラクション中の



第 10 図 粘土フラクション中の

炭素含有量（乾式燃焼法）（%）

炭素含有量（酸化滴定法）（%）

因として，同氏は，砕屑性有機物と細かい無機粒子との間の比重の近似性を挙げ，結果として，両者は近似した沈積速度のため，流速の穏やかな場所では，細かい粒子組成堆積物に有機物が濃集するのだとしている．BORDOVSKIY, O. K. (1965) は，堆積物中の有機物の濃集について，堆積物の粒度との間には，最も一般的には粒度が減少するほど濃集が高まることを認めている一方，水盆の大きさ，陸棚の広さ，水盆底の起伏その他の地形により，堆積が影響を受け，より微少な粘土中で濃集が減る場合のあることを示している．

宍道湖・中海の場合も，粘土フラクション中の炭素量とシルトフラクション中の炭素量を比較検討してみると(第2表)，宍道湖では 12 の全試料で，粘土フラクション中の炭素量がシルトフラクション中のそれより高いのに対し，中海では，逆にシルトフラクション中の炭素量が粘土フラクション中のそれより高いものが，26 試料中 8 試料ある．

粘土・シルト両フラクション中の炭素含有量の比率 (C-cl/C-st) を検討すると，宍道湖では 1.50-5.25，平均 2.22 (滴定法では 1.28-4.93，平均 2.12)，中海では 0.73-3.28，平均 1.36 (滴定法では 0.62-1.30，平均 0.98) で，宍道湖の場合には，細粒の粘土中にシルト中の2倍 (TRASK, P. D. (1939) の数値と同じ) の炭素が含有され，TRASK, P. D. (1939) にみられるように，粒子が細かいほど炭素量が増大しているわけだが，中海では必ずしもそうではなく，より粗粒のシルト中に，より高い炭素量を含む場合が3分の1の試料に及んでいる．

以上述べてきたことから，一般的には，構成粒子が細かいほど有機物量は増大するが，粒度が一義的に有機物の濃度を決めているのでは必ずしもないと考えられる．有機物の濃度を決める要因は，堆積物の粒度のほか，供給される有機物の質・量・存在形態その他有機物の堆積環境 (酸化還元条件) に原因する有機物の分解速度の相違等の諸条件が関係しているものと思われる．

第 11 図は，C-cl/C-st の水平分布に湖水の酸化還元電位の分布図を重ねたものである．この図から，とくに酸化滴定法による C-cl/C-st の比率と酸化還元条件とが密接に関係していることが認められる．すなわち，中海の場合，滴定法の C-cl/C-st=1 の線と，湖水の酸化還

C-cl: 粘土フラクション中の炭素含有量，
Eh+，Eh−: 酸化還元電位 (+)，(−)

第 11 図 C-cl/C-st (酸化滴定法)

元電位分布の ＋・－ の境界線とがほぼ一致する．ただし，飯梨川河口域は例外となっている．そして，シルトフラクション中の炭素量が粘土フラクション中の炭素量を上廻る中海主部東半から米子湾入部までの湖東半域は，酸化還元電位分布からみて（－）型の中還元―強還元―最強還元型の地域であり，逆に，粘土フラクション中の炭素量の方がシルトフラクション中のそれより高い境水道―大根島北部―湖主部西半域では，酸化還元電位分布（＋）型の酸化型の地域である．一方宍道湖は，全試料とも粘土フラクション中の炭素量がシルトフラクション中の炭素量を上廻っている．湖岸より湖央に向かって比率が低下して行く状態は，湖岸の酸化型環境が次第に還元型に移って行く状態と対応している．酸化環境下の斐伊川河口域は，中海の飯梨川河口と同様に，5.25（河口）をはじめ，すべて2.5以上の高い値を示している．

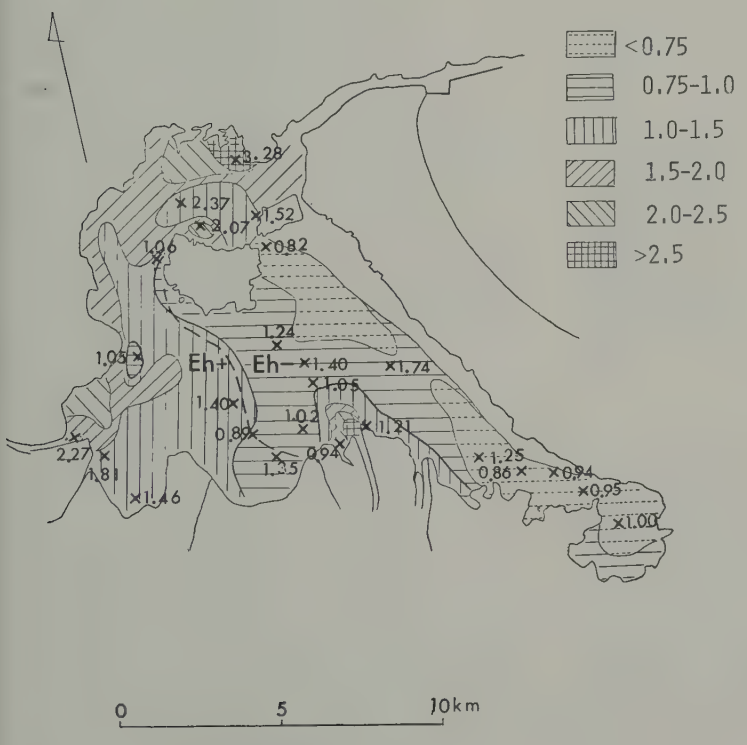
以上のように，酸化滴定法による C-cl/C-st の値と酸化還元電位の分布型とを比較検討すると，酸化滴定法による C-cl/C-st の値は，酸化還元条件を大まかに把握する指標としても有効であると思われる．

シルト・粘土各フラクション別に炭素含有量の動きを検討してきたが，概括的には，酸化環境ではシルトフラクション中の炭素は酸化され，原試料の炭素含有量を低下させ，還元環境ではシルトフラクション中の炭素は保存され，原試料の炭素含有量を高めていると考えられる．これを炭素の保存の面から考えると，シルトフラクション中の炭素は酸化還元条件に敏感に反応し，酸化性の環境では酸化されやすく，還元性の環境では保存されやすいのに対し，粘土フラクション中の炭素は酸化還元条件に対し比較的安定であり，酸化性環境下でも保存されており，原試料の炭素含有量の地域性には直接的な影響を与えていない結果であると考えられる．酸化還元条件に対する上述のような反応の仕方の相違は，それぞれのフラクション内での炭素の存在形態に原因するものと思われる．

6. ま と め

宍道湖・中海の泥質堆積物の炭素≒有機炭素分布，ならびに，それと両湖の環境条件との関連性を検討した．その結果を要約すると，次の通りである．

1) 炭素の水平分布の特徴から両湖を比較すると，宍



C-st: シルトフラクション中の炭素含有量
分布域，×: 数字は乾式燃焼法による分析値

と酸化還元電位分布型関係図

道湖では，炭素含有量がより少なく，分布も単純で，湖内での地域差も小さいのに対し，中海では，炭素含有量が多く，湖水の循環・停滞性と関連し，複雑な湖岸地形に対応して地域差も大きく，複雑な分布を示す．

2) 乾式燃焼法・酸化滴定法両法による分析値の比較検討の結果，両法の分析値の比率は，宍道湖が相対的に酸化性の条件下に，中海が相対的に還元性の条件下にそれぞれあることを示した．宍道湖では，斐伊川河口が特に高く，全般的には，湖岸から湖底平原部へ向かって漸減し，中海では，大根島南東と飯梨川河口を結ぶ線を境に，西側で高く，東側で低い．そして，後者においては，この比率と酸化還元電位分布型からみた環境条件は，ほぼ一致している．また，この比率は，湖底堆積物中の有機物の酸化状態を反映していると考えられる．これらのことから，一水域内で酸化状態が異なる場合の炭素量の定量には，酸化滴定法は不適当であるということができる．

3) 炭素含有量と粒度との関係については，宍道湖では，細粒の粘土中にシルト中の2倍の炭素量が含有されているのに対し，中海では，全試料の3分の1が，より粗粒のシルト中に，より高い含有量を示す．

一般的には，構成粒子が細かいほど有機物量は増大するが，粒度が一義的に有機物の濃度を決めているわけでは必ずしもない．

4) シルト・粘土各フラクション別に炭素含有量の動きをみると，シルトフラクション中の炭素は，酸化還元条件に敏感で，酸化環境では酸化されて原試料の炭素含有量を低め，還元環境では逆に保存されて原試料の炭素含有量を高めているが，粘土フラクション中の炭素は，酸化還元条件に対し比較的安定しており，原試料の炭素含有量の地域性を特徴づける点には直接関与していない．

謝　辞

この研究を進めるに当たり，地球化学課牧真一技官から有益な御意見を頂いたほか，一部の試料の分析をお願いした．また，乾式燃焼法による定量については，化学課永田松三・西村富子両技官から懇切なる御指導を受けた．さらに海洋鉱物資源課長水野篤行氏からは，野外・室内において終始御指導を受け，また本稿についても数多くの御意見を頂いた．これらの方々に，心から感謝の意を表するものである．

文　献

BORDOVSKIY, O. K. (1965) Accumulation and transformation of organic substance in marine sediments. *Marine Geol.*, vol. 3, p. 3-114.

EMERY, K. O. and RITTENBERG, S. C. (1952) Early diagenesis of California Basin sediments in relation to origin of oil. *Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geologists*, vol. 36, no. 5, p. 735-806.

浜口　博・太田直一・板谷実平・島田正子 (1953) 深海底土の化学的研究 (その 14-15)．日化，vol. 74, no. 10, p. 761-770.

水野篤行 (1968) 水質底質調査入門. 214 p., 地下の科学シリーズ 13, ラテイス，東京.

————・角　靖夫・鈴木尉元 (1966) 宍道湖の堆積環境と底棲動物群集についての予察的研究．地質調報，no. 214, 26 p.

————・関根節郎・中沢次郎・高久昭子・小野寺公児・小野美代子 (1969) 宍道湖・中海底泥中の U 分布，とくに沈積環境との関係 (予報)．地質調報，no. 232, p. 317-352.

————・丸山修司・藤井紀之・安田俊一・野口寧世・都留信也・望月常一・大嶋和雄・横田節哉・中尾征三・小野美代子 (1970) 山陰美保湾・隠岐諸島周辺海域の堆積学的研究．地質調月，vol. 21, p. 219-236.

永田松三・村田富子 (1970) 炭・水・窒素自動元素分析装置．地質ニュース，no. 194, p. 32-35.

NIINO, H., EMERY, K. O. and KIM, C. M. (1969) Organic carbon in sediments of Japan Sea. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 39, p. 1390-1398.

小野寺公児・小野美代子 (1970) 中海・宍道湖の泥質堆積物中の C/N 比の特徴について．日本地質学会第 77 年学術大会講演要旨集，p. 75.

————・————・水野篤行 (1969) 中海・宍道湖の堆積についての総合的研究　底質中の有機炭素分布．地質調月，vol. 20, p. 223.

大嶋和雄・横田節哉 (1970) 山陰沖底質中の腐植について．地質調月，vol. 21, p. 279-286.

TRASK, P. D. (1932) *Origin and environment of source sediments of petroleum.* 323 p., Gulf Publ. Co., Houston.

———— (1939) Organic contents of recent marine

sediments, in TRASK, P. D., ed., *Recent marine sediments*, Dover Publ., Inc., New York, p. 428-453.

渡辺　浩（1969）北海道の内湾・潟湖底質中の有機物—サロマ湖・厚岸湖・厚岸湾—. 地質雑, vol. 75, p. 209-223.

（受付：1976年3月5日；受理：1976年3月29日）

概　報

624.13:622.24(521.52)

諏訪湖南盆地におけるコーン貫入試験

相原　輝雄*

Cone Penetration Test in the Southeast Basin of Suwa Lake, Nagano Prefecture

Teruo AIHARA

Abstract

In the area along the southeastern shore of Lake Suwa, the surface deposits consist of thick humus beds. According to the cone penetration test, the bearing power of the soft subsoil generally shows the lower value of qc. Especially the bearing power of the humus rich beds in the back marshy zone along the mountainfoots shows 0-1 kg/cm^2 in qc-value throughout 8 meters in depth.

1. 調査地域

軟弱地盤の支持力を知るため，コーン貫入試験を諏訪湖南東岸地域で実施した．諏訪湖沿岸の低平地のうち，北西側の岡谷・下諏訪地域は扇状地状の粗粒堆積物が発達するのに対し，南東側の諏訪・茅野地域のいわゆる諏訪湖南盆地においては，スクモと呼ばれる腐植土層および泥質層によって特徴づけられる軟弱な堆積物が厚く発達していることが以前から知られている．本調査地域の地表は現在なお低湿地性の地形を呈し，上川・宮川・新川など多数の河川網が発達している．

2. コーン貫入試験

2.1 測定方法

すでに琵琶湖南岸野州川デルタ地帯などで使用された(尾原ほか，1968)二重管式コーンペネトロメーターによって測定を実施した．測定は第1図に示すように5地点について行われ，測定深度は 3-8 m，各測定点の垂直間隔は No. 1 地点で 20 cm のほかは 10 cm である．

2.2 測定結果

各測点における測定結果は第2図に示す通りであるが，それぞれの特徴について以下概要を述べる．

No. 1 地点　調査地域のほぼ中央部に当たり，地盤固結化試験（渡辺・竹田，1973），RI 検層（金井，1973 b）などが実施されたところである．地表付近の盛土など人工的部分を避けて深度 0.4 m から測定を開始し，貫入可能深度は 3.3 m であった．コーン支持力値（qc）は 5 kg/cm^2 以上の部分が多く，一部は 10 kg/cm^2 以上に達した．これに対して qc<2.5 kg/cm^2 の部分は攪乱を受けたと思われる表層を除いてほとんど認められなかった．

No. 2 地点　上川河口付近の湖岸に近い水田跡である．測定深度約 4 m までの間，qc<2.5 kg/cm^2 を示す部分が多く，とくに深度 2 m 付近から 4 m 付近まで厚さ約 2 m にわたってこのような低い値が連続している．

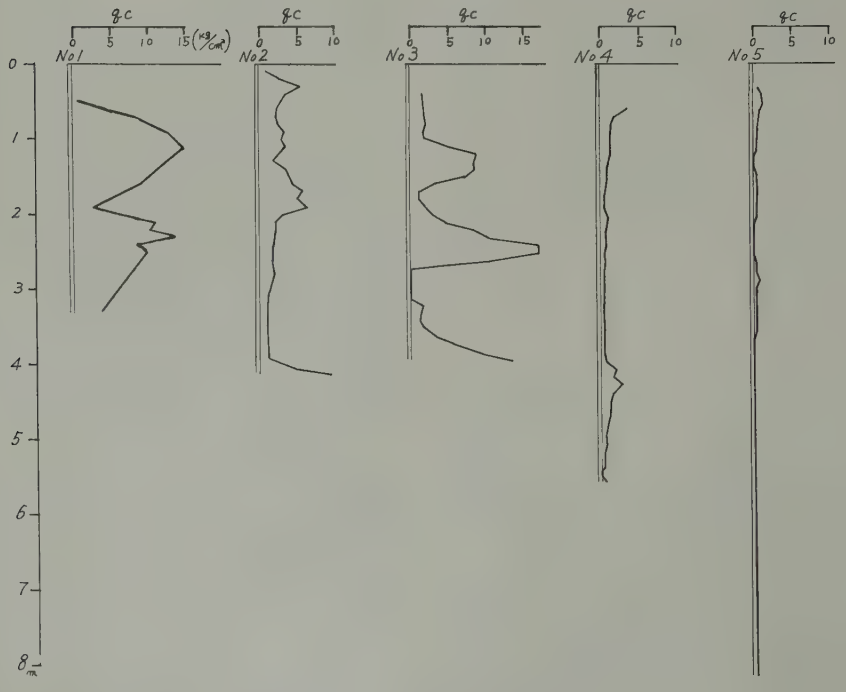
No. 3 地点　宮川河口付近の湖岸に近い位置にある．測定は地表の盛土を避けて深度 0.3 m から行った．測定深度 3.9 m までのうち qc<2.5 kg/cm^2 と qc>2.5 kg/cm^2 の部分が交互し，その厚さの比率はほぼ半々である．また qc>10 kg/cm^2 の部分も挟在する．

No. 4 地点　通称鴨池と呼ばれるところで，最近まで沼沢地であったものを水田に造成したところである．測定は人工的部分を避けて深度 0.5 m から行った．地表近くの人工的突固めの影響と考えられる部分および深度 4.5 m 付近を除いてほとんど全層にわたって qc<2.5 kg/cm^2 を示し，かつその大部分は 1 kg/cm^2 以下で，その状態が深度 5.5 m まで連続している．

No. 5 地点　上川下流の河畔で，国道 20 号線および

* 環境地質部

第1図　コーン貫入試験測点位置図



第2図　コーン支持力 (qc) 曲線図

国鉄中央線に近い位置にある．測定は深度 0.2 m から 8 m まで行った．ほぼ全層にわたり $qc<1$ kg/cm² で，とくに 3.5 m 以深ではほぼ $qc\fallingdotseq 0$ を示している．

3. コーン支持力の分布について

上記 5 地点におけるコーン支持力の垂直分布は明瞭に 2 つのタイプに分けられる．すなわち，No. 1 および 3 地点のように $qc<2.5$ kg/cm² の部分と $qc>5$-10 kg/cm² の部分とが交互するタイプと，No. 4 および 5 地点で代表されるような，深度 5.5-8 m にわたって，ほとんど全層 $qc<1$-2.5 kg/cm² が連続するタイプとである．なお，No. 2 地点は両者の中間タイプということができる．一般的に $qc<2.5$ kg/cm² を示す部分は軟弱な泥質層または腐植質ないし泥炭質層，$qc>5$-10 kg/cm² を示す部分は砂質層にそれぞれ比較されている．したがって，少なくとも本地域の No. 1 および 3 地点の浅層部には砂質層が比較的よく発達していると見られるのに対し，No. 4 および 5 地点では少なくとも深度 6-8 m まではほとんど全層が泥質層または腐植質ないし泥炭質層によって占められていると思われる．

一方，本地域における電気探査結果（金井，1973 a）や RI 検層結果（金井，1973 b）などによって，国道 20 号線ないし国鉄中央線沿いに上諏訪地区から四賀・赤沼地区に至る山麓沿いの地域は深度 8 m 以浅の部分が腐植土質層によって占められていると考えられているが，コーン支持力の分布もこれに一致している．また，No. 4 地点の鴨池付近においても No. 5 地点と同様の低値が得られたことは，南西側の山麓沿いにも北東側山麓沿いと同じように腐植質層が発達している可能性を推定させる．

これらに対し，上川左岸から宮川右岸にかけての盆地中央部で相対的に砂質層が発達するとみなすことについては，金井（1973 a, b）の調査結果と矛盾しない．以上の結果から，盆地周縁の山麓低地に腐植土質層に富む軟弱層が厚く発達する傾向があることは，これらの地帯が後背湿地としての状態を長期間にわたって継続していたことを示すものであろう．なお，$qc\fallingdotseq 0$ を示す部分が数 m にわたって連続する例は本邦における内陸・臨海の低地帯を通じてまれなことといえる．

文　献

相原輝雄（1966）二重管式コーンペネトロメーターによる超軟弱地盤の計測について．地質調査所特別報告，第 3 号，新潟地震調査研究報告，p. 70-75.

尾原信彦・渡辺和衛・坂本　亨・安藤高明・相原輝雄・金井孝夫・宇野沢　昭（1968）琵琶湖岸野洲川デルタの地盤に関する産業地質学的研究．地質調査所月報，vol. 19, p. 19-38.

金井孝夫（1973 a）電気探査によって明らかにされた諏訪湖南盆地の浅層地下地質．地質調査所月報，vol. 24, p. 393-402.

――――（1973 b）RI 検層による諏訪湖南盆地の浅層地盤の堆積状態・物理的性質・地盤沈下予測について．地質調査所月報，vol. 24, p. 441-459.

（受付：1975 年 12 月 9 日；受理：1976 年 3 月 11 日）

資　料

553.31/.32(261)

太平洋における鉄-マンガン団塊の賦存位置とその成因的意義*

N. M. Strakhov*

岸本文男** 訳

太平洋における Fe と Mn の集積体については，古くから研究者の注目を浴びてきた．多くの研究者たちは当該集積体の化学組成と鉱物組成を明らかにし，賦存条件を把握し，太平洋の各水域における可採性を決定し，母岩泥土の組成と当該団塊の組成との関係を追究し，各種タイプの遠洋性堆積物中における当該団塊の相的な位置を解明するという努力をしてきたし，成果も上げている．現在未解決のまま残されているのは太平洋での堆積作用の一般図式および火山作用が確実に現れている地域，とくに海底火山作用がはっきり認められる地域と Fe-Mn 集積作用のそれぞれ空間的な関連性についての問題である．他方，これらのそれぞれの結びつきを解析しなければ，当該団塊鉱[1]の成因の解明が不可能であることも全く明らかである．本総括論文の主題は，この空白をある程度埋めることにある．

1. 太平洋の水理力学的図式とその堆積作用への反映

太平洋中の堆積物に関する文献を研究すると，論文が豊富であるにもかかわらず，太平洋における堆積過程の一般図式がまだ組み立てられていないことに注目しないわけにはいかない．1970 年に発行された，優秀な太平洋堆積物大観図がある．さらに，ソ連科学アカデミー海洋学研究所の手による貴重な現世の海洋における堆積速度図 (Lisitsyn, 1971) があり，古くから堆積物に関する一連の累帯配列，すなわち，環大陸性，気候性，構造地質性（深部作用），生物学性の各累帯配列も認められているが，それらすべての資料はまだ堆積過程のまとまった力学的図式にはならず，累帯構造図の基礎になり，手を加えて総合し，解釈しなくてはならないものである．そこで，太平洋中の Fe-Mn 集積体に関する問題を追究し，あえて回り道ながら太平洋における堆積過程の一般的力学図式の解明から検討を始めたわけである．

第 1 図で明らかなように，太平洋では海流が独得な，複雑な海流系を形作っている．その主体は 2 帯の大規模な海水の環流からなり，その 1 つは北緯 10-12° と北緯 40° の間に，もう 1 つは南緯 10° と 40° の間に分布する．北側の環流では海水の移動が時計回りの矢印の方向に，南側の環流ではそれと逆の方向に進んでいる．それぞれの位置からすると，環流の中心部ないしハリスタチック域[2] (halistatic region) は地球の南北両乾燥帯にかなりよく対応し，完全には一致しないが海水の循環は非乾燥気候を生じている．上記 2 大環流のほかにも小環流が存在し，その一つは北緯 40° 以北にあり，さらに幾らか小規模であまり鮮明でない環流が太平洋西部の多数の列島孤中の多少規模の大きい水盆に認められる (I. O. Murdman, 1971).

赤道水域では表層水の運動は特に複雑な構成を示す．北貿易海流と赤道反貿易海流は北アメリカ大陸沿岸とアジア地方諸島嶼の水域で方向を転換して環状の運動（A）を形成し，延長のきわめて大きい，

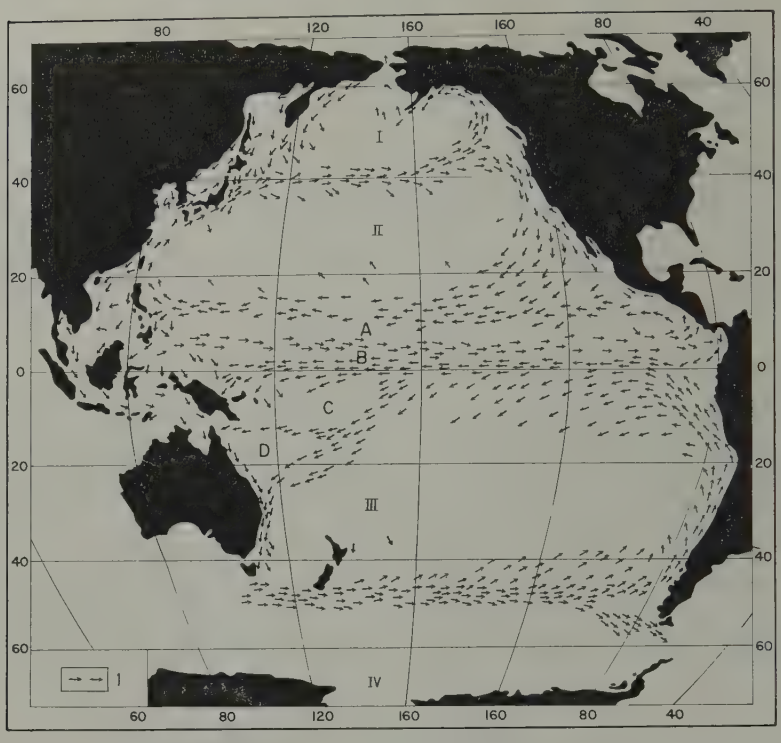
---

* Н. М. Страхов (1974): Локализация рудных стяжепий Fe и Mn в Тихом океане и её генетический смысл: Литология и Полезные Ископаемые, No. 5, стр. 3-17.

** 鉱 床 部

1) 1 kg/m² 以上の生産力を有する Fe-Mn 団塊集積体を Fe-Mn 団塊鉱という．

2) 新露露地学辞典では，「海洋中の大規模環流の中央部，水の動きが小さいのが特徴」と定義されている．



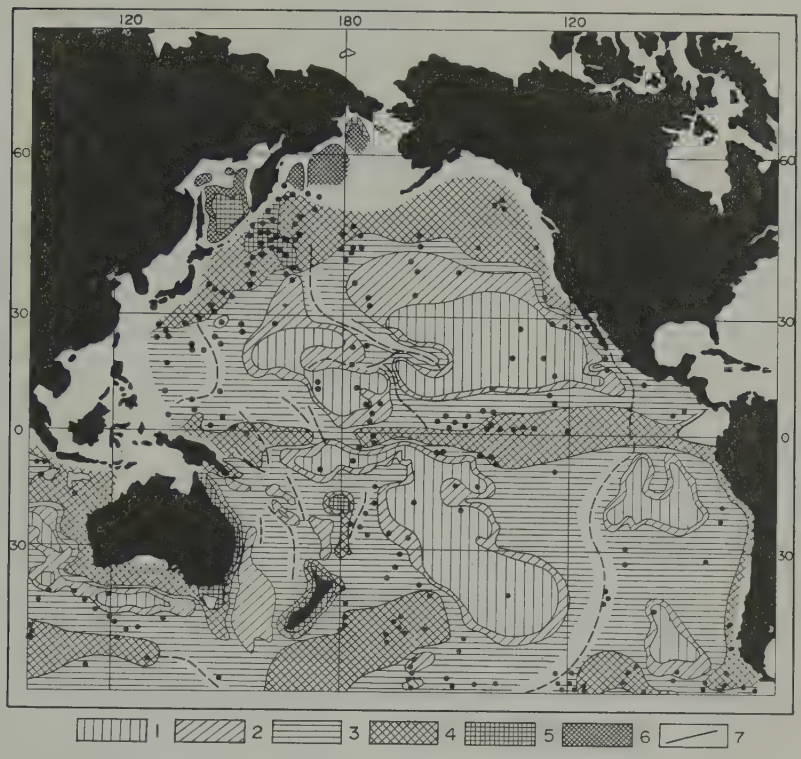
1: 表層の運動方向　　I: 亜北極帯ハリスタチック域
II: 北亜熱帯ハリスタチック域　　III: 南亜熱帯ハリスタチック域
IV: 亜南極帯ハリスタチック域
A, B: 貿易海流（北・南）と赤道反貿易海流の間の表層弱運動帯
C, D: 小ハリスタチック域

第 1 図　太平洋水盆表層の水平循環図

幅約 3°（北緯 7-10°）の狭い海水の動きの小さい水帯を生じている．赤道反貿易海流の南部分と南貿易海流は第 2 の，さらに幅狭い環流（B）を形成し，その内側に静穏帯がわずかに生じている．この表層水の運動系には水塊深層も加わっているが，それは深層の運動が表層の運動様式を乱さないでしかも当該運動図式の一部に加わる形となっている．垂直方向の運動は分岐と収斂およびさしひき運動によって行われる．分岐運動では水塊深層が上方に上昇してビオスに必要な栄養物をもたらし，その局部的な増殖を招いている．この運動は環流 I の軸付近に，赤道帯（環流 A）に，沿南極大陸水帯にそれぞれ生じている．収斂運動（下降運動）は巨大なハリスタチック域 II・III の動力学帯 (dynamic zone) に沿って，また狭長な赤道環流 B 中に認められる．風による潮のさしひき運動に起因した海水の上昇は南北両アメリカ大陸の西岸に沿って分布している．これらすべての水域は太平洋北半と南半の巨大な縦循環流の流跡線と一致するか，もしくはそれにきわめて近く，深水塊は当該循環流にその構成体の一つとして含まれている．

現世の地向斜帯に相当する太平洋西部水域沿いには，海水の全般的な運動様式が海底の局部的な隆起地形と沈降地形によっていちじるしく複雑になっている．本論文の目的からすれば，この現世地向斜帯は大きな意味を備えていないので，ここでとり扱うことはしない．ここでは，堆積速度の分布に上記水理力学的図式がどのように反映しているかについて述べる．太平洋の現世堆積速度図（第 2 図）は，ある程度重要な事実を明らかにしている (Lisitsyn, 1971).

たとえば，北側の大規模なハリスタチック域 II は最小堆積速度帯（3-1 mm/1,000 年域＋＜1 mm/1,000 年域）にかなり正確に一致し，＜1 mm/1,000 年域はとくに広く拡がり，ハリスタチック域面積の圧倒的大部分を占めている．ハリスタチック域内の最小堆積速度域はしかし連続帯を作らず，北西方向



1: <1 mm/1,000年　2: 1-3 mm/1,000年　3: 3-10 mm/1,000年　4: 10-30 mm/1,000年
5: 30-100 mm/1,000年　6: >100 mm/1,000年　7: 海底の主な山脈と山岳系

第2図　過去70万年間の太平洋における堆積速度
（A. P. Lisitsyn の図の一部, 1971）

性の分帯によって2部分に分けられ，同分帯の堆積速度は 3-10 mm/1,000年 に達し，分帯の外側よりも速度がいちじるしく大きい．分離している原因は海底地形の影響，すなわち第2図上に破線で示されているハワイ諸島の隆起と天皇海嶺の影響ということに尽きる．当該隆起の諸所で火山活動が発達し，それがある程度の量の爆裂生成物を供給して堆積速度を高めている．そのほか，海嶺域の海底の深さは炭酸塩が堆積する限界深度が浅く，そのため海嶺上には火山源物質にプラスして若干量の $CaCO_3$ が堆積し，そのことが堆積速度をさらに高めている．すなわち，ハリスタチック域内の現世堆積層がそれだけ厚くなっているのである．

太平洋の南半球部の状況もこれとよく似ている．すなわち，もっとも大きなハリスタチック域Ⅲの海底は3つの最小堆積速度域に分かれていて（セントラル海盆とペルー海盆に相当），その間に堆積速度の大きい（3-10 mm/1,000年），広い水域が拡がっている．その原因は当該ハリスタチック域内に炭酸塩堆積限界深度の浅い海底が広く発達し，しかも活発な噴気活動を伴った東太平洋海嶺が存在することにある．とくに大きな意味をもっているのは海底に大量の $CaCO_3$ を堆積させている地形の存在である（限界深度 4,500 m 以浅）．堆積速度 3-10 mm/1,000年 を備えた当該ハリスタチック域部分は正に $CaCO_3$ 含有量 50-90% の高炭酸塩質有孔虫泥発達域そのものなのである．以上のように，太平洋南半部のハリスタチック域において現世の最小堆積速度域が分割されて発達することは原因の解明にかなりの根拠を与え，地形と火山作用の影響，すなわち北半部の図をある程度複雑なものとしたと同じような要素を原因と考える根拠となり得るものである．

大型ハリスタチック域ⅡとⅢの中間，すなわち，複雑な水理力学条件下にある水帯には堆積速度の大きい赤道帯が分布し，それは環流 A・B とそれから別れた赤道反貿易海流に一致している．そして全体

としてハリスタチック域の縁部に近くなるに従って高堆積速度帯，すなわち厚い堆積層帯が配列するようになっている．

太平洋の水理力学図式と堆積速度分布図式を内陸海（黒海およびカスピ海）の場合と比較対照してみるのは興味深いことである．

黒海においては，現世堆積物が 8,000 年という絶対年代を示している．同堆積物の層厚は水域の縁部で最大 (>1 m) となり，クリミヤ沿岸からアナトリア沿岸(トルコのシノプ沿岸)に至る水帯でもそうである．黒海西半部の中心水域では現世堆積層の厚さは最小 (20-15 cm) となり，同東半部の中心水域でも薄い (30-50 cm)．このような関係は堆積層をひっくるめていえるだけでなく，陸源物質・$CaCO_3$・C(有機)・Fe・Mn といった当該堆積層を構成する各成分の絶対量に関しても認められる．この場合，その堆積図式は直接海水表層 (10-175 m) の水理力学的状態を反映している．すなわち，黒海西半部における縁部堆積層の層厚が厚いのはクリミヤ半島から西，ドナウ河沖に，さらに南のボスフォラス海峡沖にかけての大陸棚下部に沿った，そして東の小アジア沿岸に沿った海水の環状運動によるもので，この環状運動はアナトリア海堆に達し，北東方，クリミヤ沿岸に転流して一つの環を完成している．この環のハリスタチック域は現世堆積層の層厚とそれを構成する各成分絶対量が最小の部分に相当している．黒海の東半部には第 2 の環流運動があって，時計の針と逆の方向に流れ，カフカス沿岸からクリミヤ半島沿岸に至り，南に転流してからさらに東方，カフカス沿岸にもどる．この環流の流路では現世堆積物の層厚が最大で，ハリスタチック域では最小となっている．

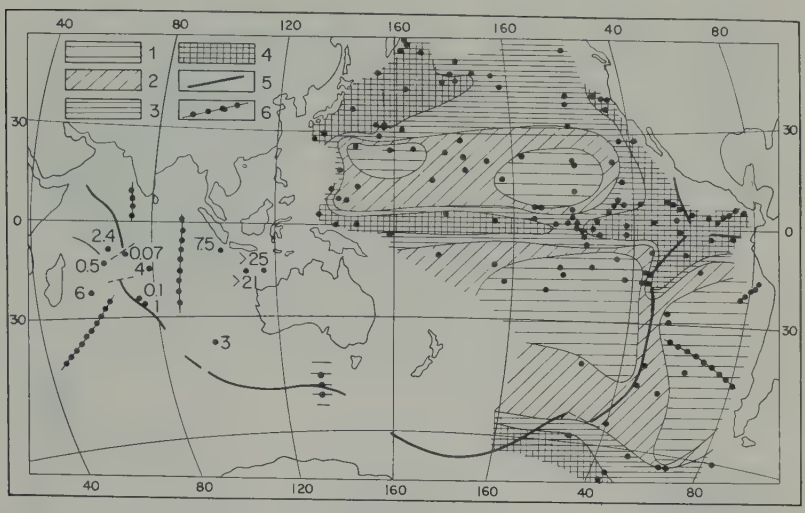
カスピ海にも 2 つの環流があるが，東西（黒海のように）に分布するのでなく，南北に分かれ，北側の環流はカスピ海北部水域の一部と中部水域にまたがり，南側の環流はカスピ海南部水域に位置している．両環流を分けているのはアプシェローン半島からクラスノボーツク高原に延びている海堆隆起部である．L. I. Lebedev ら (1973) の最近の論文が明らかにしているように，堆積物とその主要構成成分の最大集積部分はここでも環流の流跡線と一致し，ハリスタチック域はまた最小堆積厚度部分でもある．延長軸のオリエンテーションを異にする上記 2 水盆での堆積層の厚度分布は成因的には水盆の流体力学的状態に規制され，気候要素には左右されていない．

原則的には太平洋における現世の堆積速度と流体力学的条件の関係図式が黒海およびカスピ海の場合と同じであることは察するに難くない．

現世堆積物の総層厚でなく，A. P. Lisitsyn の図に示されているように，ところによって少量の自生 SiO_2 が加わった主として陸源物質からなる非炭酸塩物質の堆積速度も利用するとすれば，当該類似性はさらに大きくなる．この種の図は K. Böstrom ら (1973) によって組み立てられたが，その図 (第 3 図) 上には陸源砕屑の最小堆積速度を備えたハリスタチック域 II と III が，そして両域を分ける赤道最大堆積速度帯が，さらにそれらを縁どった沿岸陸源物高堆積速度帯がはっきり現れ，東太平洋海膨がハリスタチック域 III を不均等な 2 部分（西部と東部）に分けている．K. Böstrom の図は A. P. Lisitsyn の図よりも粗雑で，それは使用した資料数が少ないためであるが，図の意味するところは同じようなものである．なお炭酸塩物質を除去した結果は海底における砕屑陸源物質の，そして Fe の絶対量分布にみられる流体力学的要素をはっきり浮きぼりにしている．

結局のところ，広大な太平洋でも大きくない黒海やカスピ海の場合と同じように，集水系から集められた堆積物の海底面上での分布はまず第一に水塊表層の流体力学図式に左右され，さらに当該図式は多かれ少なかれ海洋の場合には海底地形の影響と火山活動によって複雑化している．この複雑化現象の現れとして，太平洋における堆積作用のパターンと流体力学的要素の作用が純粋な形で現れている内陸海での当該パターンとの間に差が生じているのである．

そこで，筆者は太平洋における現世堆積物の層厚（すなわち量）分布パターンの根底にある流体力学的特徴を強調しなくてはならないと考える．なぜなら，その特徴は今まではっきりと見分けられたことがないからである．ハリスタチック域 II・III 内にみられる堆積作用の特殊な現象は両ハリスタチック域が乾燥帯に相当するためでなく，モノグラフ「Sediment-formation in the Pacific Ocean」(1970) の著者たちが推定しているように，海岸から供給される物質の少量部分を両ハリスタチック域に運び，同域を



1: <1（mg/cm²•1,000年）　2: 1-2（mg/cm²•1,000年）　3: 2-5（mg/cm²•1,000年）
4: >5（mg/cm²•1,000年）　5: 火山作用の活発な海嶺　6: 火山作用の不活発な海嶺

第3図　太平洋底堆積層非炭酸塩物質堆積速度
（K. Böstrom, T. Krämer, O. Gartner, 1973 による）

最小堆積速度域にした海洋流体力学作用によって生じたもので，両ハリスタチック域の広大さがこの特徴をはっきりと備える上で役立っている．

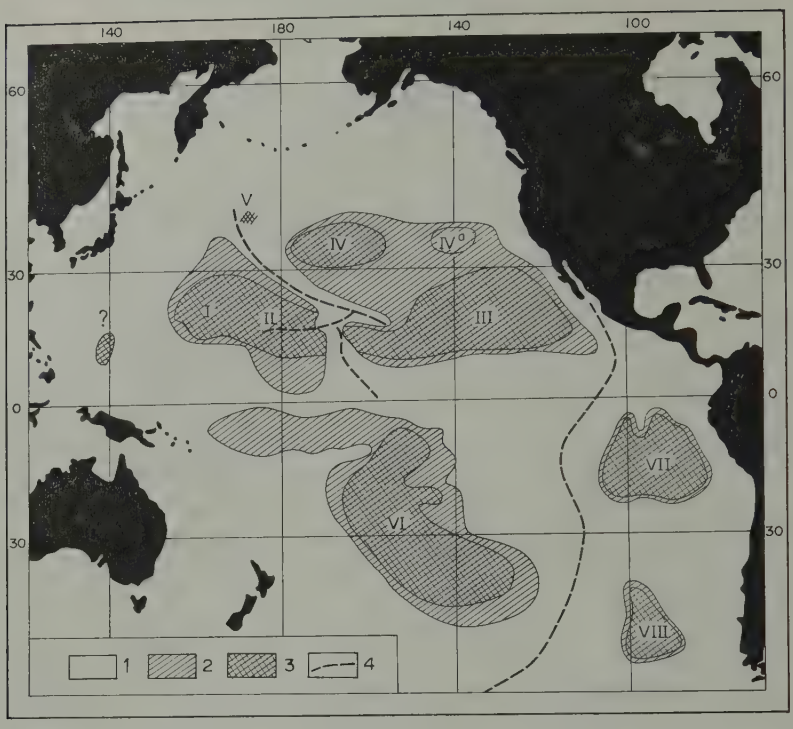
周知のように海水表層下の層は多様な動きをするのが特徴ではあるが，表層流によって組みたてられた海底での堆積物の分布パターンを乱さないのが事実である．これは堆積物総体の分布だけでなく，それを構成する幾つかの成分，たとえば海岸から供給される粘土鉱物の分布にも現れている（Rateev, 1971; Rateev ほか，1966; Griffin ほか，1968）．その原因は，明らかに，水塊表層の循環速度（循環能力）が表層下の層の運動に比べてはるかに大きいことに尽きる．

2. 太平洋セジメントジェネシス[3]の力学的図式における金属濃集作用の位置

ここで堆積速度図（第2図）と Fe-Mn 団塊鉱石濃集体分布図（第4図）を比較・検討してみる．

一見してすぐ判るように，Fe-Mn 団塊の鉱石的濃集体はハリスタチック域ⅡとⅢの範囲にだけ，加えて堆積速度が <1 mm/1,000年 と 1-3 mm/1,000年 の部分にだけ分布している．そして両ハリスタチック域内で堆積速度 >1-3 mm/1,000年 を有する部分に移るや否や Fe-Mn 団塊鉱石濃集体はみられなくなって不毛な団塊に変わり，その不毛な団塊量は所によっては多く，ところによってはごく少量である．それは両ハリスタチック域の範囲外でも同様である．同時に団塊の外形も変わってくる．すなわち，高堆積速度域では良形の団塊に代わって発達のよくない団塊が産出し，ときには火山岩岩片上の皮殻やただの粉末のこともある．北緯40°以北にあるハリスタチック域Ⅰ，それに狭長なハリスタチック域AとBでは堆積速度が >3 mm/1,000年 で，鉱石団塊はない．ただし例外が2カ所あり，その1つは天皇海嶺の山麓付近（記号Vの水域），もう1つはマリアナ海溝である．この2カ所は，しかし，実際の堆積速度の決定がなされてなく，例外とするのは全くの予想にすぎない．実際の堆積速度は <3 mm/1,000年 とみるのが妥当であろう．残るすべての大量の物質は，海洋中にそれ以深では炭酸塩沈殿物が生じない炭酸塩堆積限界深度があるのと同じように，それ以上では Fe-Mn 鉱石濃集体が生成しない限界堆積速度をもっている．堆積速度 <3 mm/1,000年，これが鉄とマンガンの鉱石濃集体の探査指標に類するものである．

3) седиментогенез (sedimentogenesis)



堆積速度:
1: >3 mm/1,000 年　　2: <3 mm/1,000 年
3: 鉱石 Fe-Mn 団塊集積体　　4: 海底山脈と同山岳系
I-VIII: 鉱石 Fe-Mn 団塊集積域 (N. S. Skornyakova, P. F. Andrushchenko, 1970 による)

第 4 図　鉱石 Fe-Mn 団塊集積域と堆積速度との関係
(P. L. Bezrukov, P. P. Petelin, N. S. Skornyakova, 1970 による鉱石団塊集積域)

低堆積速度の Fe-Mn 団塊鉱石生成作用とはなんなのであろうか.

遠洋性沈泥が鉄とマンガンなどの元素および随伴元素 (Co, Ni, Cu, Pb, Mo など) に富んでいるので, 低堆積速度の当該鉱石生成作用は前もって堆積物が造鉱元素に富んでいたことに由来する, と解し得るかもしれない. だが, 第 1 表はそうでないことを物語っている.

第 1 表　団塊の産出量, その組成と母沈泥層中の含有率の関係 (N. S. Skornyakova, 1970)

域	堆積物中の Mn (%)	産出量 (kg/m²)	団塊の平均組成 (%)				
			Mn	Fe	Ni	Co	Cu
I 域	0.2-0.5 および 0.5-1.0	5.5	19.8	12.8	0.58	0.43	0.31
II 域	0.2-0.5 および 0.5-1.0	?	15.0	18.7	0.38	0.70	0.11
III 域	0.2-0.5 および 0.5-1.0	3.8	23.0	7.5	1.0	0.26	0.94
IV 域	0.2-0.5 および 1.0-3.0	9.4(?)	16.5	11.2	0.38	0.19	0.31
VI 域	0.5-1.0 および 1.0-3.0	10-13.6	17.2	13.1	0.63	0.53	0.37
VII 域	1.0-3.0	9.2	32.3	6.4	0.55	0.085	0.54

ハリスタチック域の Fe-Mn 団塊鉱石濃集域は鉄, とくにマンガンによる富化程度がさまざまな堆積物を背景に生成している. たとえば, 第 4 図の IV 域は Mn 品位 0.2-0.5%, 部分的には 0.5-1.0% を背景にして生成し, I 域・II 域・III 域は全体としてみると IV 域と同じような Mn 含有率を背景にして拡がっている. 中央太平洋海盆の VI 域西部部分は Mn 0.5-1.0% 濃度の地域に, 東部部分は 1.0-3.0%

濃度の地域に賦存する．Ⅶ域は Mn 1.0-3.0% の地域にある．見ての通り，変動差はかなり大きく（次数 1.5），このことからはかって筆者が考えていたように（Strakhov ほか，1968）沈泥中に前もって鉄とマンガンが濃集していたことが両元素の鉱石団塊の形成に決定的な，もしくは非常に大きな役割を果していると解することはできない．真の原因はもっと深遠な，造鉱元素の物理化学的特性の中にある．

団塊が Fe と Mn およびその随伴元素の酸化物によって構成され，＋500 mV 台の高い Eh 値を備えた環境の中で形成されていることは配慮しなくてはならない．だが，このような高い酸化ポテンシャルを有する堆積物中の Fe と Mn（とくに Fe）の酸化物は溶解度が非常に小さいという特徴を備え，それが明らかに独立した濃集体，たとえば 10 kg/m², 25 kg/m², 50 kg/m² といった濃集体を作るにはきわめて長い時間が必要である．

そのほか，生成した濃集体系が長期間にわたって壊されないこと，そして萌芽団塊が成長し続けることが必要である．それは堆積速度がきわめて小さくて，しかも元素の凝集速度もきわめて小さい場合にだけ可能である．そのような条件が実際に備わっている太平洋中の特異な場所は堆積速度 <3 mm/1,000 年，とくに <1 mm/1,000 年 のハリスタチック域である．

以上のように，太平洋中における鉱石 Fe-Mn 団塊の生成場所ははっきりと限定されている．その場所は当該元素の酸化物の物理化学的性質と集水系から供給される物質の水盆内における流体力学的分布図式との組合せによって予測でき，当該図式を占有しているのが堆積速度の小さい（<3 mm/1,000 年）ハリスタチック域なのである．

このような規則性は Fe-Mn 団塊に関する一連の部分モーメントを理解するのに役立つ．周知のように，当該団塊はグロビゲリナ軟泥中にはまれで，放散虫軟泥中に多く，とくに赤色深海泥中に多産し，そこに鉱石濃集体を作っている．このことは，グロビゲリナ軟泥と一部の放散虫軟泥の堆積速度が遠洋性鉱石生成に適した限界堆積速度よりも大きく，赤色深海泥の場合はそれが小さいため，と解される．この観点からすると，鉱石団塊生成体が東太平洋海嶺上の噴気作用がかなり発達している場に，また火砕堆積物を有する底質帯にも存在しないという意外な事実も理解できる．妨害要素になっているのは，A. P. Lisitsyn (1971) の図によると，3-10 mm/1,000 年 という大きな堆積速度である．いい換えれば，噴気作用が下から働く所では，その噴気生成物は続成作用によって固結し，その際に物質再配列のブレーキとなるのは豊富な $CaCO_3$ の供給であり，部分的には SiO_2 の供給であるが，幾分かは噴気物質そのものの挙動も関係する．

ほとんどの場合に鉱石団塊濃集域中の団塊は，またその外側の団塊も，堆積層の表面に分布し，ごく一部のものが軟泥層の表面下 10-20 cm の部位に賦存するにすぎない．この繰り返し確認されてきた事実は海洋観測船「メンデレーエフ号」が鉱石団塊濃集域ⅡとⅢを辿った第9次航海時に観察した結果によって現在さらに補足されている．すなわち，現世堆積物の表面下 0-2 cm, 0-3 cm の部分はそれ以深の部分に比べて Mn とその随伴元素 Co・Ni・Cu・Mo などにはっきりと富んでいることが明らかにされた（I. I. Volkov, 私信）．

かくして，概括次のようにいうことができる．すなわち，最小堆積速度を備えたハリスタチック帯の堆積物上部 0-2 ないし 0-3 cm は一般にマンガンに富んでいることを特徴とし，それはマンガンの分散体と鉱石団塊の形をとっている．

マンガンが富化した原因はなんであろうか．富化区域の現世堆積層の厚さ 2-3 cm が時間にして（10-20）×10³ 年に，すなわち鮮新世最末期および完新世に相当することを考えてみたい．この時代には，北半球諸大陸の集水域から氷原が融氷した後に亜熱帯地方への河川の固体運搬量が減少し，そのことも適当な形で堆積速度に影響している．そして堆積速度は限界堆積速度の境界点を越えて，それより小さくなったと思われる．そのためにハリスタチック域ⅡとⅢの現世底質堆積層最表層中のマンガン含有量とその随伴元素の含有量が全体的に高くなり，鉱石 Fe-Mn 団塊が出現したのである．

大西洋亜熱帯地方における堆積作用の鈍化が K. K. Turek'yan によって確認されているし，黒海とカスピ海の完新世でも鈍化は確かで，したがって太平洋の亜熱帯気候帯の場合も予想できる．

Fe-Mn 団塊は，周知のように，当該鉱石濃集域の海底起伏ととくに関係が深く，高距 200-300 m, 面

積 1-3 km² の丘状隆起体上では同団塊が大きく，同隆起体間の凹地上では小さい．それに対する解釈 (Skornyakova, Andrushchenko, 1970) は同隆起体上での堆積速度が隆起体間の凹地の場合よりも小さかったためとされている．なぜかといえば，当該隆起体から微細な物質の一部が底層水の運動によって凹地に洗い落されるからである．この考え方は本論文で展開されている概念と完全に一致するものである．

最近 10-15 年の間にいろいろな海域で海底面下のいろいろな深さの所に埋もれた Fe-Mn 団塊層が発見されてきた．当該埋没層産の団塊は鉱物組成および化学組成からみると，現海底表面に賦存する鉱石団塊と本質的にいかなる差異も認められない．したがって，われわれは当該海底域に堆積物がゆっくりと送り込まれたことに原因する速度のきわめて遅い堆積作用のモーメントに団塊の成因を求めざるを得ないという根拠を持っているのである．まさに埋没鉱石団塊層を有する海洋底質断面は遠海部における堆積過程の変動の「年代記」のようなもので，鉱石団塊層は堆積速度鈍化のモーメントであり，その間に分布する層はセジメントジェネシスの促進期間のモーメントとなるものである．

N. S. Skornyakova と P. F. Andrushchenko (1970) が分類した鉱石団塊域は団塊産出度の分布が 0.1-3.0 kg/m² ないしそれ以上とかなりおおざっぱなことを特色とするが，各鉱石団塊域内の団塊の組成は多少とも一定したものとなっている．この鉱石団塊域の鉱巣的性質には 2 つの原因がある，とされている．すなわち，1 つは海底の丘状地形の影響が強いことであり，もう 1 つは団塊形成層の堆積速度が変動したこと（ところによっては堆積速度が限界速度近くになるまで，あるいはそれを越えるまで増大して団塊生成作用が局部的に全く行われ得なくなるまで弱まり，またところによっては堆積速度が団塊の生成に適したものとなってもっとも産出度の高い鉱石団塊田—「鉱巣」—が出現する）である．

もしハリスタチック域ⅡとⅢに鉱石 Fe-Mn 団塊生成の限界堆積速度があるとすれば，この両ハリスタチック域外に，堆積速度が大きい地域に個々の団塊が生じていることはどう理解したらよいのか．筆者はそこでも上と全く同じ 2 つの原因が働いているものと考える．両者はハリスタチック域外でも限界速度に近い堆積速度の遅い地域を局部的に作り出す．そしてそのような地域にも半端な団塊が生ずる．さらにハリスタチック域から遠ざかれば遠ざかるほど，限界速度に近い堆積速度を有する部分は少なくなり，団塊の存在はまれになり，萠芽的，不完全な性状のものが多くなってくる．

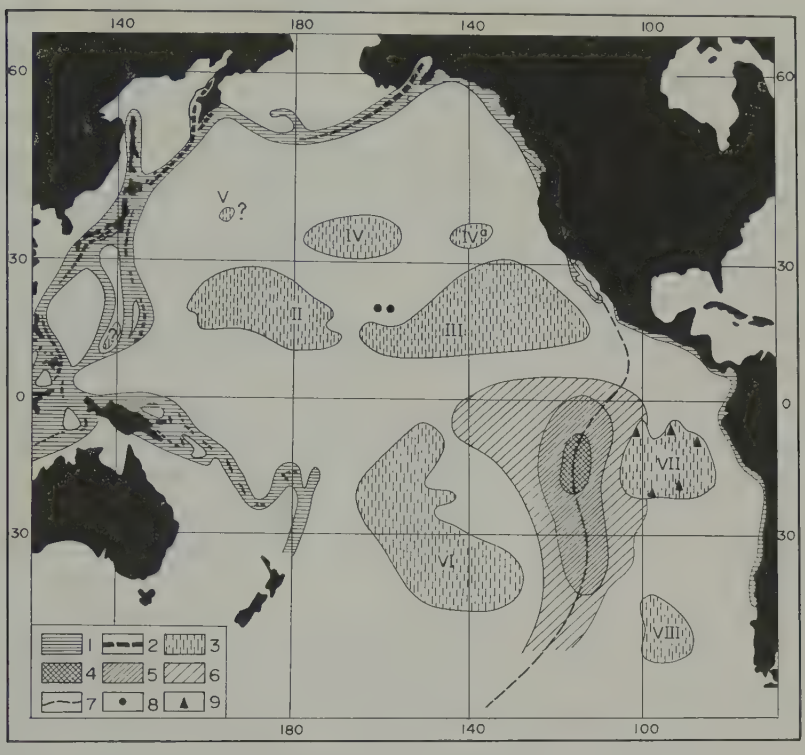
以上のように，遠洋性鉱石団塊生成作用の決定的な要素としての堆積作用の速度に関する概念は無理も内部矛盾もなく，現在よく知られた Fe-Mn 鉱石団塊についての事実を全体として説明できるものとなっている．

3. Fe・Mn 鉱石団塊集積体と火山作用現象との空間的関係

ここで問題の別の側面，すなわち鉱石 Fe-Mn 団塊集積場所と確認ずみ火山活動域との空間的関係に目を向けよう．

周知のように，太平洋には爆裂型と噴気－熱水型の 2 形態の火山現象がみられる．前者の結果となるのは主として火砕堆積物（火砕堆積フォーメイション）であり，噴気や熱水は抑えられがちだが，後者の場合は火砕物をほとんど完全に欠き，気水溶液の流出がいちじるしい．

火砕物の堆積水域は現在すでにかなりよく知られていて，繰返えし図に現されている．第 5 図は Yu. M. Pushcharovskii と G. B. Udintsev (Tectonic map of Pacific segment of the earth, 1970) の図と P. L. Bezrukov と I. O. Murdman (1971) の図を基礎にして火砕物堆積水域を示したものである．図示された水域外にも現世の海底火砕物噴出域があるかどうかは，厳密にいえば，知られていない．太平洋北西部でのその存在を証明する試みはなされている (V. I. Chainikov, M. A. Repechka) が，海底爆裂火山活動によるとする論拠が薄弱なので，彼らの指摘は採用し得なかった．E. Bonatti が 1965 年にメンドシノ断裂帯水域のハイアロクラスタイト質凝灰層について記載し，同層を熔岩の飛散を伴った海洋玄武岩の海底噴出に結びつけている．しかしそれらの過程が実際に現世のものであったかどうかは判っていない．



1: 所によって背斜隆起上の炭酸塩層に移り変る火砕堆積層
2: 現世火山作用域　3: I-VIII: 鉱石 Fe-Mn 団塊集積域
噴気-堆積炭酸塩層発達域
4: 噴気作用強　5: 噴気作用中程度　6: 噴気作用弱（噴気過程終期）
7: 東太平洋海嶺　8: ハワイ諸島の火山活動　9: ペルー鉱石団塊集積域の同団塊確認地点

第5図　鉱石 Fe-Mn 団塊集積域と火山作用発達域との関係

現世の海底噴気-熱水活動範囲を確定する問題はさらに複雑な状態におかれている．そのような範囲を十分に意味のある形で最初に指摘したのは N. S. Skornyakova (1964) で，それは底質表層中の Fe と Mn の分布図にもとづいてのことであった．1966-1969 年にその仮説は K. Boström と M. Patterson (1969) によって証明された．K. Boström らは Risepac の調査資料によって東太平洋海嶺で Fe と Mn に富み，かつ，同海嶺の下に賦存する貫入体からの熱流量の高い地帯と空間的に密接な結びつきをもっている炭酸塩底質堆積層を発見したのである．当該論拠システムでの後者の要素にもとづいて，筆者 (Strakhov, 1974$_1$) は底質堆積物に混じった赤色粘土がもたらしている堆積起源の，金属元素 (Fe+Mn+微量元素) と噴気そのものによる部分とを，底質堆積物の非炭酸塩物質を用いた計算法によって区別する十分に信頼できる方法を開発し，太平洋南東水域の底質堆積物中で噴気成分が重要な役割を果していることを証明した．

結果として，同水域には Fe-Mn 有孔虫軟泥の幅広い完新世-新第三紀噴気-堆積生成体が存在すること，それを構成する確実に噴気成の成分は非炭酸塩物質の 60-90% を形作ること，ところによってはその実際上全部を占めていることが明らかになった (Strakhov, 1974$_1$)．計算によると，普通の底質堆積物の場合にはそれが 8-15% である．

空間的にはこの噴気-堆積生成体は一部が東太平洋海嶺上に，一部がそれに隣接した海底に位置し，全体として同海嶺範囲の総面積の約 1/4 を占めている．同生成体の穿孔層厚は 6 m であったが，その基盤面までは到達せず，したがって真の厚さはそれより数倍大きいものと思われる．

穿孔された部分では当該生成体は延長も幅も変化に富むのが特徴で，あるいは玄武岩と凝灰層の地域

に移り変わり，あるいは非炭酸塩物質中の金属成分の総含有量が急変する．同時に，その垂直断面は炭酸塩部と珪酸塩－金属成分の相関関係および非炭酸塩物質中の金属成分（Fe, Mn など）の相関関係も比較的安定していることを特色とする．

その中でも金属元素がもっとも高く濃集しているのは海嶺に相当する部分，とくにその軸部の底質層範囲である．海嶺から遠ざかるに従って非炭酸塩物質は概して金属元素に乏しくなっているが，やはりその貧化する含有量を背景にして高い含有量を備えた一連の地点（たまり）が賦存する．噴気物質の組成は非炭酸塩物質で換算すると多くの特徴を有し，とくに海嶺部分にその特徴がはっきり現れている．その成分中には Mn（最高 8.8%），V（最高 630×10^{-4}%），As（最高 400×10^{-4}%），B（最高 830×10^{-4}%），Hg（最高 400×10^{-7}%），U（最高 10×10^{-4}%）が多い．Co, Ni, Cu, Pb, Zn の含有率も高いが，これらの元素の場合は主として海嶺外方の，海嶺に隣接した海底部に賦存し，含有率は海嶺部分の場合よりもはるかに大きい．

当該噴気－堆積生成体の一つの特徴をなしているのは，Al_2O_3 が噴気物質の構成成分でなく，底質堆積物に混在する赤色粘土によってもたらされたにすぎない，ということである．したがって，Al 含有率分布図（非炭酸塩物質に対する 100 分率で表した図）を組み立てると，その最小含有率から噴気作用の最大活動場所を決めることができ，さらに増大してゆく Au 量値によって「たまり」から，この場合には東太平洋海嶺から遠ざかるにつれ鉱石塊生成過程が弱化・消滅する状況を把握することができることになる．

太平洋南東水域外には，確実でしかも十分に効果的な噴気－熱水活動区域はまだ発見されていない．

ではここで，火山活動区域と前述の鉱石団塊の分布との関係に目を向けてみたい．

とくに興味があるのは噴気作用がもっとも強く働いている東太平洋海嶺と団塊との関係である．噴気説の観点からすると，この水域は鉱石団塊濃集体の生成にもっとも適していたはずである．ところが，N. S. Skornyakova らの図（Skornyakova, Andrushchenko, 1970, 第 93 図）では団塊の採取を試みた 18 測点のうち 13 測点が全然団塊を産せず，5 測点で発見されたにすぎない．このデータは海嶺南半（南緯 20° 以南）のもので，北半の場合は団塊に関する情報を欠いているが，この北半部の問題の現状は全く別のものである．

これらの事実は，同海嶺において噴気作用が強く働いているにもかかわらず，団塊生成作用はわずかに進んでいるだけで，量的にはいい現しようもないほど少なく，鉱石団塊は存在しないことを示している．当該噴気－堆積生成体の穿孔断面（まだ 6 m にすぎないが）でも鉱石団塊は認められない．同海嶺範囲の外側には団塊が「しばしば」産出するが，量的には表現し難い．

例外は噴気－炭酸塩堆積層東縁部に沿った小地域，すなわち第 5 図のⅦ域が当該堆積層分布域にかすかに「ぶつかっている」場所である．しかし考慮しなくてはならないのは，この「ぶつかっている」鉱石団塊区域がわずか 1 測点の記録（第 5 図でⅦ域北西部に三角形でもって示してある）だけから画かれ，噴気－炭酸塩堆積層に覆われた範囲がすでに噴気過程の影響の消えた部分（Al 3-7%）に変わる所に相当する，ということである．しかし，噴気－炭酸塩堆積層の圧倒的大部分は鉱石 Fe-Mn 団塊集積域から明らかに離れて分布している．

太平洋の団塊と火砕堆積層の関係にはかなり特徴がある．N. S. Skornyakova の図（1970, 第 93 図）では，このすべての火砕堆積層が，鉱石団塊濃集体は無論のこと，全体として団塊欠除の記号で表現されている．

そこで，われわれは逆説的な図解図の前にいることに気づくわけである．

支配的な仮説によると，火山源－堆積成の鉱石 Fe-Mn 団塊集積体は爆裂形態と噴気形態の確実な現世火山現象発達帯・発達域を避ける．量的評価に耐える特別な生成体としての団塊は東太平洋海嶺とその隣接地区のあちこちに存在しているが，火砕層帯にはこのような形態の団塊さえ賦存しない．現在では存在しない理由も判っている．すなわち，火砕層や噴気－堆積層の形成域における堆積速度は鉱石団塊形成限界速度をはるかに越えていて，そのために同団塊の生成をみないのである．Fe と Mn は分散・非濃集続成作用によって当該層中に残ったわけである．

だが，噴気－堆積層および火砕層の分布域からそれより離れた鉱石 Fe-Mn 団塊濃集域に，多量の Fe-Mn 団塊の生成を保障するため，やはり豊かに溶解した物質が送りこまれるのであろうか．

この問題はわれわれを 1955 年に N. S. Shatskii が提起した遠地火山源鉱石生成系説にもって行くことになる．周知のように，この仮説はかつて多くの専門家によって検討され，批判され，擁護されてきた．そして，現在その立場ははっきりしてきている．

遠地火山源層の概念をうち出し，発展させたソ連科学アカデミー地質研究所の堆積岩石学者たちは，最終的に，N. S. Shatskii の説明にある遠地火山源鉱石生成系（エマネーションの源から数 100 km，さらに数 1,000 km 離れた所）は存在しない，という結論をひき出した．その隔りは「数 10 km」にすぎない (Sediments-formation ……, vol. II, 1968)．この値は筆者による決定値 15-25 km に近い．このような遠隔程度であれば，問題は解決する．図（第 5 図）の規模では，噴気溜から数 10 km 離れた場所の Fe と Mn の集積部分は噴気－堆積層や火砕層そのものの境界を事実上はみ出さない．

実際には，図上の鉱石 Fe-Mn 団塊は火山活動区域から数 100 km・数 1,000 km も離れている．したがって，この種の団塊が実際にそのような遠隔の噴気溜から生成する可能性はないのである．

太平洋南東域の噴気－堆積層は非炭酸塩－非珪質堆積物中の Fe と Mn の含有率の急減をはっきり示している地帯によって鉱石 Fe-Mn 団塊集積域（Ⅱ＋Ⅲ）と分けへだてられていること (Strakhov, 1974) を上記につけ加えたい．今までなぜか注意が払われなかったこの鉱石 Fe-Mn 団塊集積域の存在は，おそらく，太平洋南東域から北半球水域に噴気成の Fe と Mn が送り込まれたことを意味しないだろう．

結局のところ，太平洋における鉱石としての Fe-Mn 団塊の集積は火山溜からでなく，集水区からの物質の供給によって行われ，海底上の集積場所（最小堆積速度を備えたハリスタチック域Ⅱ・Ⅲ では）は水盆の流体力学的条件と Fe・Mn の酸化物の性質に規制されている．当該集積体は起源からいっても，その生成と分布を規制する要素からいっても，典型的な外因性生成体である．

Fe-Mn 団塊の形成・集積に関する以上のような解釈は，もちろん，個々の海底活火山上に局部的な噴気作用によって Fe と Mn の皮殻やその他の生成物が生じ得た可能性を奪うものではない．だが，このような場合はさらに発見につとめる必要があり，詳しく記録されなくてはならない．とはいえ，そのような例が鉱石 Fe-Mn 団塊の成因の一般図式を変えることはないだろう．

4. 遠洋における Fe・Mn 集積体の 2 種の生成型式

要するに，太平洋遠洋部にはきわめて多様な要素によって空間的にきり離され，規制された 2 種の生成型式の Fe・Mn 集積体がはっきり認められる．

第一は内因性のものである．この型式のものは地殻深部から，おそらく上部マントルから上昇した噴気によって生成している．現世のその例は太平洋南東域の噴気－堆積成炭酸塩層である．Fe と Mn の含有量からすると，これはまだ本当の鉱石でなく，発達不良の鉱体であるが，内因性の示徴ははっきりしている．太平洋内でのその分布を規制している主な要素は構造要素である．この型の Fe・Mn 集積体は東太平洋海嶺中部とそれに接する区域にもっともはっきりした形で賦存し，そこから南太平洋海嶺に，次いでインド洋中央海嶺に，そしてさらに中央大西洋海嶺に移っている．

このような構造地質的な Fe-Mn 集積位置は K. Boström ら（1969）の図で明瞭に読みとれる．同図では，Fe-Mn 集積体が「低アルミナ底質」という名称で画かれ，膨大な距離にわたって延長しながら当該噴気成低アルミナ集積体は海洋流体力学作用を全く受けつけないで，ハリスタチック域や環流を横断している．金属成分の組織上の特徴となっているのは到るところでそれが非晶質であること，魚卵状組織を欠くこと，団塊形態の産出度がきわめて低いことである．加えて，金属沈殿過程の発達程度は諸中央海嶺のさまざまな区域における構造の生命の強さおよび同区域におけるそれぞれの熱流量の大きさに規制されている (Boström ほか, 1969; Horowits, 1968)．内因性型式の場合，集水域からの物質の供給，海底における同物質の量と分布様式との間にいかなる関係も存在しないことはいうまでもない．

第 2 は外因性のものである．これは前に述べた随伴元素を伴って大量に発達する Fe Mn 団塊である．

この場合，すべてが集水域から供給される物質の量，水盆中での同物質の分別能力，最小堆積速度域を遠洋帯で作り出す流体力学的条件に規制される．これらのことは太平洋の例で十分明瞭であるが，インド洋および大西洋の場合と比較すれば一層はっきりする．

周知のように，B/L^2 値は上記3大洋の場合大きく異なっていて，大西洋では 0.32，インド洋では 0.09，太平洋では 0.04 である．これらの数値に対応して，実平均堆積速度 (A. P. Lisitsyn の図による，1971) は大西洋が 30–100 mm/1,000 年，インド洋が 10–30 mm/1,000 年，太平洋が 3–10 mm/1,000 年の範囲，すなわち B/L 値の変化と平行的に変わっている．

したがって，鉱石 Fe-Mn 団塊集積体がもっとも広範に発達することがすなわち太平洋の特性であり，インド洋ではその発達がかなり小規模で，その上噴気作用を伴った中央海嶺の外に賦存している．大西洋に関していえば，その主な Fe・Mn 賦存形態 (分散形態のほか) は微団塊ないしマンガン鉱物粒である (Diets, 1955)．加えて，赤色粘土中ではマンガン鉱物粒を伴った試料が総採取試料個数の 43%，グロビゲリナ軟泥の場合に 6%，青色軟泥で 4%，翼足虫軟泥で 15%，火山軟泥で 1% (102 試料中ただの1個) を占めている．中途半端な Fe-Mn 微団塊の産出はまれである．大西洋の鉱石団塊集積域としてはアメリカ沿岸に近い「ブラック」海台の海深 200–1,000 m の区域とバーミュダ諸島の南東海底のわずか2域が知られているにすぎない (Mero, 1965)．前者の鉱石団塊集積域は遠洋型 Fe-Mn 集積域に入るものでなく，そのため大西洋ではバーミュダ鉱石団塊集積域だけを遠洋型のものとしてなくてはならない．この鉱石団塊集積域は最小堆積速度域である北大西洋ハリスタチック域中央部に位置している．規模のもっとも小さい北極海水盆には遠洋型 Fe-Mn 団塊はない (B/L=0.92)．

以上のように，諸海洋水盆の場合を比較・検討した結果は海洋の面積が小さいものほど，集水域から供給される堆積物質の分別能力が小さくなるほど，ハリスタチック域に特有の団塊 Fe-Mn 鉱の形成は乏しくなり，結局は生成作用が行われなくなる．これらの鉱石団塊とその生成機構が外因性であることは明らかである．

文 献

P. L. Bezrukov, I. O. Murdman (1971) Sedimentary formation of oceans: in Book "History of world ocean", Nauka, Moscow (in Russian).

P. L. Bezrukov, V. P. Petelin, N. S. Skornyakova (1970) Mineral resources of Ocean: in Book "Sediments-formation in Pacific ocean", book 2, Nauka, Moscow (in Russian).

I. I. Gushchenko (1965) Cinders of Northern Kamchatka and the conditions of their formation: Nauka, Moscow (in Russian).

L. I. Lebedev, Ye. T. Maev, O. K. Bordovskii, L. S. Kulakova (1973) Sediments of Caspian sea: Nauka, Moscow (in Russian).

A. P. Lisitsyn (1971) Velocity of recent sediments-accumulation in oceans: Okeanologiya, No. 9 (in Russian).

I. O. Murdman (1971) Sedimentation in recent geosynclinal region of Pacific ocean: in Book "History of world ocean", Nauka, Moscow (in Russian).

Yu. M. Pushcharovskii, G. B. Udintsev (1970) Tectonic map of Pacific ocean segment in the earth. Scale 1 : 10,000,000 (in Russian).

M. A. Rateev (1971) Modern conceptions on the distribution regularities of clay minerals in the sediments of world ocean: in Book "History of world ocean", Nauka, Moscow (in Russian).

M. A. Rateev, Z. N. Gorbunova, A. P. Lisitsyn, G. I. Nosov (1966) Climatic zoning of clay minerals distribution in sediments of world ocean: Lithology and useful minerals, No. 3 (in Russian).

N. S. SKORNYAKOVA (1964) Disspersion iron and manganeses in sediments of world ocean: Lithology and Useful Minerals, No. 5 (in Russian).

N. S. SKORNYAKOVA, P. F. ANDRUSHCHENKO (1970) Iron-manganese concretions in the Pacific ocean: in Book "Sediments-formation in Pacific ocean", book 2, Nauka, Moscow (in Russian).

N. M. STRAKHOV (1947) To the knowledge of the sea-sedimentation mechanism, I. Black Sea: Izvestiya of Science Academy of USSR, geological series, No. 5 (in Russian).

N. M. STRAKHOV (1974_1) Geochemical asymmentry of Pacific ocean sediments: Lithology and Useful Minerals, No. 1.

N. M. STRAKHOV (1974_2) Central-oceanic range as the ore components origin in oceans: Lithology and Useful Minerals, No. 3 (in Russian).

N. M. STRAKHOV, L. YE. SHTERENBERG, V. V. KALINENKO, YE. S. TIKHOMIROVA (1968) Geochemistry of sedimentary manganese-ore prosses: Nauka, Moscow (in Russian).

N. S. SHATSKII (1955) Phosphorite-containing formations classifications of the phosphorite beds: in Book "Conference for the sedimentary rocks", vol. 2, Publishing by Science Academy of USSR, Moscow (in Russian).

K. BOSTRÖM, T. KRÄMER, S. GARTNER (1973) Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pilagic sediments: Chemical Geology, vol. 11, No. 2 (in English).

K. BOSTRÖM, M. H. PATTERSON (1969) Origin of aluminium-poor ferromanganon sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise: Marine Geology, No. 7 (in English).

K. BOSTRÖM, M. PETTERSON, O. JOCUSUU, D. E. FISCHER (1969) Aluminium poor ferromanganon sediments on active oceanic ridges: Journal of Geophysical Research, p. 3261–3270 (in English).

GRIFFIN and all. (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean: Deep-sea Research, vol. 15 (in English).

R. S. Diets (1955) Manganese deposits on the north-eastern Pacific Sea floor: California: Journal of Mines and Geology, vol. 51, No. 3 (in English).

J. GRIFFIN, H. WINDOW, E. GOLDBERG (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean: Deep-Sea Research, vol. 15 (in English).

J. MERO (1965) Mineral resourse of the Sea: Amsterdam (in English).

講演要旨*

100万分の1日本地質図

1. 100万分の1日本地質図の概要

吉田　尚・広川　治

100万分の1日本地質図の作成計画は，44年から案が出され，45年10月地質部内で決定された．すでに着手されていた英文地質鉱産誌の改訂版の著作とともに，日本の地質の総合を試みようとするものであった．実際に着手されてから4年半を経て，このほど原図・凡例・挿入図などが完成されたので，概要を報告する．

200万分の1地質図に比べ，日本の地質をより細かに区分して表現したことは，凡例数が前者の29にたいし，100万分の1地質図では92に及んでいることで明らかであるが，さらに地質構造や地史的特徴をある程度表現しようとした．編纂にあたって，地質調査所発行の各種地質図幅および炭田油田図，また，各道府県などで発行した地質図にもとづいて作成を進めたことはいうまでもないが，地質分類・凡例区分の設定にあたって，地質部内で続けてきた地域的基礎研究の成果によるところがきわめて大きかった．たとえば，濃飛流紋岩など内帯後期中生代酸性火成岩，四万十帯，東北・北陸・北海道新第三系の層序および火山岩，北海道白亜系，九州地方火山岩，北上山地古中生層および花崗岩などについての研究がそれである．平行して執筆を進めていた英文地質鉱産誌や An Outline of the Geology of Japan と内容調整をしばしば行う必要を生じたが，結果としてそれはひじょうに有効であった．

地質凡例は，編纂完成まで何回となく変更を余儀なくされた．火成岩の凡例は，これまでの地質図幅の一般的方式にしたがい，各地質系統のなかで年代順に配列した．ただし，変成岩凡例はその方式にしたがわず，べつに表示することにし，変成型式・原岩時代・変成作用の時期について，現在の時点で考えられる説明をかんたんにつけることにした．こんどの凡例の大きな特徴として，白亜紀以降とくに新第三紀以降の火山岩の岩質分類をこまかく行い，それにしたがい地質図を作成した．また，西南日本内帯の後期中生代ないし古第三紀火成岩の統一的区分を試み，地質図上に表現したのも一つの特色である．中生界とくに白亜系は，構造発達史的に重要な記録を示すものが多いので，それにたいする凡例をほかの地質系統に比べ数多く設けた．地層・岩石の年代順配列と堆積区地質区とを組合わせて凡例を表示する方式も，当初の委員会で検討したが，採用するにいたらなかった．日本の地質が多造山運動をうけ，地質区区分がアメリカ，イギリスなどに比べ明快にいかないためである．凡例の年代記号は世界地質図委員会の方式にしたがった．

地質構造については，これまでの小縮尺日本地質図の多くと異なり，地質図上にある程度表現することにした．断層や褶曲軸の主要なものを記入し，おもな地向斜堆積岩分布域には，大局的な一般走向を入れた．断層のなかで，中央構造線・仏像構造線・棚倉構造線などの主要な断層は，ほかの断層よりも太目の線で示した．棚倉構造線の北方延長について，これまでの色刷地質図で明示されたことはほとんどないが，構造地質学的意味が大きいと考え，諸種の文献資料によって，やや大胆に線引きを行った．西南日本外帯の帯状構造の配列は，断層を入れることにより，より明らかに浮彫りされた．とくに四万十帯の部分では，長期の研究結果をとりいれ，これまでの地質図におけるものと比べ，イメージをかなり変えるものとなりそうである．

挿入図として，先新第三紀地質構造区分図と新第三紀火山区および第四紀火山図を入れることにした．100万分の1地質図では判りにくくなっている，日本列島の大局的な地質構造や，新第三紀以降の火山活動区および第四紀火山分布を容易にとらえられるようにしたものである．第四紀火山分布は，ISSHIKI (1975) をもとにして作成した．

とくに関東平野においては，福田ほか (1974) によってまとめられた，試錐により確認された基盤岩類の位置を図上におとした．それは関東平野下の基盤構造が，日本列島地体構造のうえで重要な位置を占めると考えたからである．

この編纂の過程で，いくつかの問題で基本的な検討を加えてみる必要があった．そのなかでまとめられているものは，広川 (1975)，今井 (1976)，吉田ほか (投稿中) などで，ほかにこの研究発表会における山田，大沢・秦，野沢，今井・田中の講演でのべられる内容のものである．しかしながら，なお区分分類あるいは表現について未解決のまま残され，無理あるいはやや不合理な扱かい方をした問題も少なくない．ほかの講演でのべられるも

* 昭和51年5月12日本所において開催

ののほか，例をあげれば，北海道の日高累層群・空知層群の時代と分布，本州（秩父）地向斜の年代，みかぶ火成岩と三波川変成岩との関係などである．

出版の形として，伊豆・小笠原諸島，南西諸島（琉球列島），千島列島南部などは，200 万分の 1 縮尺で分図として入れることにした．刷り上りは A 全版 4 枚で，そのうち 1 枚に図名，凡例および記号，挿入図，編集者名，製図校訂者名，資料提供および協力者名をのせることにしてある．なお，今回の地質図は，明治 32 年（1899）に刊行された 100 万分の 1 地質図につづくもので，第 2 版としたい．印刷を完了し出版されるまでに約 2 年を要する見込みである．

この地質図編纂にあたって，編集委員会委員を除く地質部員，燃料部石炭課・石油課，鉱床部の第三紀関係の方方，北海道支所，大阪および四国出張所の一部の方々，さらに北海道大学番場猛夫教授・紺谷吉弘氏，新潟大学島津光夫教授，秋田大学丸山孝彦氏に資料の提供をうけ，あるいは貴重な意見をいただいた．編纂作業用白図作製や投影法調整などを行い，100 万分の 1 地質図基図を準備された資料室の方々，とくに草深源三郎技官のご協力があった．これらの方々にあつくお礼をのべたい．

編集委員会の構成

広川 治（編集委員長），吉田 尚・今井 功・山田直利（常任編集委員），秦 光男・猪木幸男・石田正夫・礒見 博・野沢 保・小野晃司・大沢 穠・坂本 亨・田中啓策・寺岡易司・対馬坤六・山口昇一・小野千恵子・遠田朝子

（地質部）

2. 明治時代に発行された 100 万分の 1 日本地質図

今 井 功

明治 30 年（1897 年）に，地質調査所は初めて日本の地質を総括し，100 万分の 1「大日本帝国地質図」を作成した．創立してから 15 年目のことである．これは 1897 年にロシアのセントペテルスブルグ（今のレニングラード）で開かれた第 7 回万国地質学会議に出品されたもので，ここにはじめて，日本の地質の詳細が世界に紹介された．

ついで明治 32 年，100 万分の 1「大日本帝国地質図」（和文版）を作成し，東陽堂を通じて出版した．これは，千島列島と台湾を含み，凡例の数は 12 に過ぎないが，日本の地質の大勢がみごとに把えられている．また，重要鉱床も記号で示されている．挿入図としては，500 万分の 1 火山分布図が付けられている．当時，地質調査所では 40 万分の 1 全国予察地質図（全 5 葉）が明治 27 年に完成し，20 万分の 1 全国地質図幅調査は，ほぼその半ばを達成した段階であった．この 100 万分の 1 地質図には，これらの成果はもちろん，随時行われた鉱床調査などの成果もとり入れられている．とくに，坂市太郎の飛騨山地の地質（1887）や，西山正吾の敦賀姫路間の地質（1889）など，当時のすぐれた成果が，みごとに描き出されている．

この 100 万分の 1 地質図には，376 頁におよぶ説明書が付いている．執筆者は，小川琢治・佐川栄次郎・井上禧之助・田村英太郎で，中・古生界を総括した小川琢治は，東京大学を出て 3 年目という若さであった．彼はこの説明書の中で，はじめて四万十統を提唱し，その地質時代を白亜紀－第三紀古期と推定している．ナウマン，原田両説を批判した彼の「日本群島地質構造論」（1899）は，この編さんをもとにしてなされたものである．この説明書は，今日の地質鉱産誌の原型ともいうべきものである．

なお，100 万分の 1 日本地質図の基図となった 100 万分の 1「大日本帝国地形図」は，地形課の戸川為継・鈴木清忠の苦心の結晶ともいうべきもので，明治 29 年に完成している．また，多色刷の印刷技術は，東陽堂の吾妻健三郎の努力によって成功したもので，当時，世界的にも高い水準のものであった．これらの業績によって，はじめて地質図が完成されたといっても過言ではない．

以後，英文版の 100 万分の 1 日本地質図は明治 33 年（1900），同 35 年，42 年に作成されている．これらは，その内容に若干の差異がみられるが，基図や体裁からみれば同一性格のもので，第 1 版は広く公刊された明治 32 年版に帰せられよう．したがって，今回作成した 100 万分の 1 日本地質図は，第 2 版とよぶのがふさわしい．

1900 年版のものは，同年パリで開かれた万国博と第 8 回万国地質学会議に出品された．世界の地質家の注目を集めたのはこの 1900 年版のもので，これには英文の説明書がついている．ジュースやリヒトホーフェンがこの地質図に強く刺戟されたことは，彼らの著書からもうかがえる．イギリスのウッドワードも，その著“History of Geology”のなかで 1900 年版の地質図を紹介している．

明治 43 年（1910 年），地質調査所は初めて 200 万分の 1「大日本帝国地質図」および同説明書を出版した．その改訂版（第 2 版）は大正 14 年（1925 年）に出版されている．明治時代に作られた 100 万分の 1 日本地質図は，その成果を世界に誇るとともに，その後の地質調査

所発行の総合地質図の基礎をなしたのである．

（地質部）

3. 100万分の1日本地質図における基盤岩類と変成岩類

野沢　保

1. 基盤岩類

本図においては，基本的な考え方として，先シルル紀基盤が存在するという説をとった．それは，上麻生礫岩から先カンブリア紀の同位体年令をもつ礫が発見されたり，北上山地でシルル紀礫岩にほとんど現地性ではないかと考えられる花崗岩の巨礫がふくまれていたり，オルソコーツアイトが各地で礫として地層中にふくまれているからである．

しかし，現実に地表に露出している岩石については，基盤岩類あるいは先カンブリア紀という表現はさけて，それぞれ，古生層の一定の時期以前という表現をとった．それは基盤ではないかという推定をされている岩石と古生層との地質学的関係が断層であったり，若い岩石によって境界をおおわれていたりしていて，直接的証拠を欠き，同位体年令によったり，グラニュライト相に達する高（中）圧相の鉱物組合せの存在などを根拠としているし，またそれぞれ，古生代説も主張されているので慎重な表現となったものである．

先シルル紀と主張される岩石の中には，先カンブリア紀という主張と，カレドニア変動の存在の可能性をふくめた前・中期古生代説がある．図では区別することができなかった．

2. 変成岩

一般に変成岩は原岩の時代と変成作用の時代とは異なっている．したがって，主に年代によって配列される凡例表の中へ変成岩をおしこめるためには，原岩時代をとるか変成時代をとるかが問題になる．また，変成岩は原岩時代も変成時代も確定しているものは少ない．それで，本図では，変成岩は，一般の凡例とは別に，変成形式と原岩時代および変成時代によって区分表現することにした．したがって，同じ凡例によって併記されている変成岩が一連の変成作用に属するという意味ではない．

変成形式については，高圧・中圧・低圧と3分したが，中圧型式の岩石は，飛騨変成岩や阿武隈変成岩などの一部でみいだされるが，それぞれ岩体の小さな一部にすぎないので，実際には中圧型式の独立岩体はないことになった．また，複変成作用の主張されている岩体については，優勢な方の変成作用によって分型したので，実際には，後の方の変成作用によった場合が多い．

以上のような方式で，規定の細かさを多少犠牲にしたが，主に従来の見解をとり入れて区分・表現した．一つだけ注記すると，従来飛騨外縁帯として一括されてきた岩石の中で，石炭紀－デボン紀の同位体年令をもち，他の外縁帯岩石より高い変成度をもつ青海結晶片岩を別にとりあつかうことにした．他の片岩の中には石炭紀あるいは二畳紀より若い時代の変成作用をうけたと考えられるものがあるからである．このような青海結晶片岩と同様にとりあつかうべき岩石が飛騨外縁帯の中には，他にもふくまれている可能性があるが，本図では，とりあえず，青海結晶片岩だけにとどめた．

（地質部）

4. 100万分の1日本地質図における西南日本外帯

今井　功・田中啓策

200万分の1日本地質図第4版（1971年）と大きく相違する点は，中央構造線・仏像構造線を太線で示し，三波川・秩父・四万十の各帯内では，主要断層を記入し，全域的に trend を入れて地質構造を示したことにある．

秩父帯の主体をなすとされていた二畳系からは，各地で三畳紀のコノドントの産出が知られ，層序・構造に関して多くの問題が提起されているが，今回はこれらのコノドント産出層を，地質図上でその分布を示すことは現在の段階では困難なので，一応二畳系に含めて扱った．秩父帯の中・古生界の層序・構造は，今後の重要な研究課題と思われる．

三宝山地向斜の堆積物は，二畳紀－中生代前期の地層を主とするが，その狭長な分布はすでに200万分の1日本地質図第3・4版で全域的に示されている．今回はこれを部分的に修正した．とくに大きな違いは，従来四万十累層群の一員とされていた紀伊半島の伯母峰層群，赤石山地の光明層群，関東山地の大滝層群を三宝山帯に含めた点にある．これについては異論もあることと思われるが，今後の課題としてあえて問題提起した．その結果，仏像構造線の位置が多少変わった．関東山地では五日市―川上線が，紀伊半島では辻堂構造線が仏像構造線にほぼ相当する．

四万十帯に関しては，200万分の1日本地質図や50万分の1地質図幅などで，従来時代未詳層あるいは中生界－古第三系として一括されていた四万十累層群を，白亜系の部分と古第三系－下部中新統の部分とに大別した．これに関して，赤石山地の三倉層群を主として古第

三系に，関東山地の小仏層群を白亜系とした．なお，南西諸島の徳之島，沖永良部島，慶良間諸島の時代未詳層も，白亜系に含めた．

関東平野の深層試錐資料によると，関東山地の延長としての三波川・秩父帯の帯状配列が推定される．したがって，西南日本外帯の帯状構造は，屈曲を示しながらも，関東平野まで追跡することができる．先新第三紀における西南日本と東北日本の境は，おそらく棚倉構造線であろう．

（地質部・同）

5. 100万分の1日本地質図における西南日本内帯の中生代花崗岩・火山岩

山田 直利

棚倉構造線より西方の地域の中生代（-古第三紀）火成岩類を，その生成時代により，古生代末-中生代前期（船津・夜久野など），白亜紀前期（古期領家），白亜紀後期（いわゆる Meso-volcanics・新期領家・中国花崗岩など）および古第三紀（田万川層群など）の4つに大別し，それらをさらに岩質によって区分した．区分にあたっての主要な問題点を以下にのべる．

1） 領家花崗岩類の時代論

1971年版の200万分の1日本地質図では，“白亜紀中期またはそれ以前”として，阿武隈・北上などと同一凡例で扱っている．今回の区分（古期領家・新期領家）は，主として中部地方領家帯における“先濃飛”・“後濃飛”の区分に対応するものであり，前者の時代については，Rb-Sr 全岩アイソクロン年代や秩父帯の白亜紀花崗岩礫岩の存在などを考慮して，白亜紀前期とした．中部地方・近畿地方では古期領家の分布が広く，領家変成岩の一般走向のうねりと調和的な分布パターンが図示された．

2） 中国地方花崗岩類の区分

石原舜三らの研究による山陽—苗木帯と山陰—白川帯の区分を図示することを試みたが，北アルプス・朝日—飯豊山塊などの地質がよく分かっていない（両帯の性格が混在する可能性もある）ため，つぎにのべる古第三紀火成岩類をのぞいて，本図では“白亜紀後期”として一括して表現した．

3） 古第三紀火成岩類の設定

山陰・北陸・北関東地域に分布する 30-50 m.y. 前後の年代のものをとり出し，それらを，岩質から安山岩・流紋岩および花崗岩類（閃緑岩・はんれい岩を含む）に3分した．白亜紀後期の batholithic dimension の花崗岩類を不整合におおう火山岩類と小規模な貫入岩類からなる火山-深成複合岩体を特徴としている．ただし，資料不足のため，2）と3）との識別はかなり不充分なものとなった．

4） 朝日山地の花崗岩類について

朝日山地に濃飛流紋岩類似の火山岩類が数多く発見され，花崗岩類の大部分のものはこれらを貫いていることが知られているが，それ以外に，片麻状構造を呈する石英閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩のグループがかなり広く分布し，その帰属が問題になっている．丸山孝彦（秋田大学）ほか朝日団研グループの好意により，これら花崗岩類の標本を観察する機会があり，それらが中部地方領家帯の古期花崗岩類ときわめてよく類似することから，本図では古期領家に含ませて表現した．棚倉構造線の北方延長は，朝日山地の東麓をへて月山から男鹿半島の方につづくものと判断した．

（地質部）

6. 100万分の1日本地質図における北海道南西部から東北地方にいたるグリーンタフ地域の地質構造

大澤 穠・秦 光男

100万分の1日本地質図で採用した新第三系の区分とその代表的な地層名は次の通りである．

区分		北海道南西部	東北地方北部・中部
N_3	鮮新世	瀬棚層	笹岡層
N_2	鮮新世前期	黒松内層	天徳寺層
			船川層
	中新世後期	八雲層	女川層
N_1	中新世中・前期	訓縫層	西黒沢層
		吉岡層	台島層
		福山層	門前層群

地質図では各区分毎に岩相によって，流紋岩・石英安山岩，安山岩・玄武岩および堆積岩の3つに細分して示した．大部分が熔岩・粗粒火山砕屑岩および熔結凝灰岩からなるものは火山岩として，また細粒火山砕屑岩は泥岩・砂岩などの正規の堆積岩と互層する場合が多く，堆積岩として表現した．なお第1級の背斜軸および断層を記入し，大局的にみた地質構造がわかるようにした．

なお，標題の地域の新第三紀造山運動・火成活動・鉱化作用などについては，後日詳しく発表する予定である

が，100 万分の1日本地質図を作成した際，気付いた 2，3 の点について述べたい．

東北地方グリーンタフ地域の新第三系の岩相についてみると，ほぼ NS に延びる青森西方—弘前東方—大館西方—大曲東方—横手—院内西方—新庄—山形西方をとおる幅 15-20 km の A—B 帯（岩相漸移帯）を境にした東西両地域で岩相を異にしている．すなわち，西黒沢階では，同帯以西では泥岩および玄武岩を，以東ではやや砂質となり，流紋岩が多い．黒鉱鉱床は A—B 帯に接した東方 20-30 km の地域に胚胎され，胚胎層準は西黒沢層および同相当層の上部である．このような岩相変化は，女川階および船川階でもみられる．すなわち，A—B 帯以西では硬質泥岩もしくは暗灰色泥岩からなり，以東ではやや砂質となり，砂岩が多い．火山岩についてみると，A—B帯以東では量も多く，流紋岩および石英安山岩の活動が顕著である．

東北地方グリーンタフ地域の新第三系の地質構造は油田褶曲方向（N-S 方向）と NW-SE 方向とに大きく支配されている．NW-SE 方向は中新世中期までが主動期で，以後は副次的となる．これに対し，油田褶曲方向は初めは副次的で，中新世後期から主動期となり，以後現在におよんでいる．従って活断層の大部分は油田褶曲方向を示す．脊梁山脈東縁部沿いの志波構造線（早川，1951），内陸盆地沿いの花輪断層・横手断層・新庄断層・山形断層など，日本海沿岸沿いの北由利衝上断層（藤岡・大沢・池辺，1976）などの活断層が認められる．深部試錐により詳細なデータがある北由利衝上断層についてみると，最大落差 1,500-2,000 m，傾斜 50-60°E の衝上である．なお山形断層は重力図から推定したもので証拠がないが，おそらく内陸盆地沿いの横手断層および新庄断層と一連の活断層と推定している．なお，脊梁山脈地域横黒線地区の黒沢断層など（早川・舟山・斉藤・北村，1954）も，おそらく活断層と推定される．

（地質部・同）

地質調査所月報 第27巻 第9号 予告

報　文

非分散型螢光X線装置による岩石試料の定量分析について
（その 1）
けい光X線によるけい酸塩岩石の主成分の自動分析
本邦新生代石灰岩に含まれるアミノ酸
韮崎火砕流および流れ山（泥流丘）の地形学的考察

資　料

北ムゴドジャール地方ドンバーロフスキー構造フォーメイション帯のマグマ作用と硫化鉄鉱鉱化作用の特徴

講演要旨

昭和51年 8 月16日 印　刷
昭和51年 8 月23日 発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　松　本　喬
東京都新宿区西早稲田 2-10-11
印刷所　(有) 啓文堂松本印刷
東京都新宿区西早稲田 2-10-11

© 1976 Geological Survey of Japan

Sci
U.I.C.G.
NOV 11 1976
LIBRARY

UDC 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

Vol. 27 AUGUST 1976 No. 8

CONTENTS

K. SHIBATA, M. AOKI, S. KAWACHI, T. YAMAZAKI and T. KOBAYASHI: Description and K-Ar Age of Pegmatite in the Tertiary Quartzdiorite from Wada-mura, Nagano Prefecture, Central Japan 1 (509)

C. ONO: Average Chemical Compositions of Rocks and their Graphic Representation 4. Mudstone of the Honshu Geosyncline 11 (519)

M. ONO and K. ONODERA: Organic Carbon in the Bottom Sediments from Lake Shinjiko and Lake Nakaumi on the Coast of Japan Sea, West Japan 27 (535)

T. AIHARA: Cone Penetration Test in the Southeast Basin of Suwa Lake, Nagano Prefecture 47 (555)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 27, No. 8, 1976